THE UNIVERSITY
OF ILLINOIS
LIBRARY
550.5
LEY
v.7-8
JAN 28 1960
[redacted]

The person charging this material is responsible for its return on or before the **Latest Date** stamped below.

Theft, mutilation, and underlining of books are reasons for disciplinary action and may result in dismissal from the University.

University of Illinois Library

NOV 3 1969

JUN 17

NOV 18 1987

L161—O-1096

DEEL VIII — Aflevering 2 (pag. 169—351) VI. — 1937

THE LIBRARY OF THE
OCT 2 1937
UNIVERSITY OF ILLINOIS

LEIDSCHE GEOLOGISCHE MEDEDEELINGEN

ONDER REDACTIE VAN DR. B. G. ESCHER
PROFESSOR IN DE GEOLOGIE EN MINERALOGIE AAN DE RIJKSUNIVERSITEIT TE LEIDEN, DIRECTEUR VAN HET RIJKSMUSEUM VAN GEOLOGIE EN MINERALOGIE

INHOUD:

Ph. H. KUENEN, The negative isostatic anomalies in the East Indies (with Experiments) 169

A. JEANNET und R. MARTIN, Ueber Neozoische Echinoidea aus dem Niederländisch-Indischen Archipel 215

J. H. F. UMBGROVE, A new name for the foraminiferal genus Heterospira 309

K. MARTIN, Die oligocaenen Mollusken von Buton als Auswürflinge eines Schlammsprudels betrachtet 311

L. U. DE SITTER, Instrument for the Mechanical construction of block diagrams 315

Ph. H. KUENEN, Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons 327

UITGAVE VAN HET RIJKSMUSEUM VAN GEOLOGIE EN MINERALOGIE TE LEIDEN

De verhandelingen over de Geologie van Nederlandsch Oost-Indië verschijnen met ondersteuning van het Ministerie van Koloniën

N.V. BOEK- EN STEENDRUKKERIJ EDUARD IJDO — LEIDEN

Digitized by the Internet Archive
in 2025 with funding from
University of Illinois Urbana-Champaign Alternates

https://archive.org/details/leidsegeologisch7819unse

LEIDSCHE GEOLOGISCHE MEDEDEELINGEN

ONDER REDACTIE VAN DR. B. G. ESCHER
PROFESSOR IN DE GEOLOGIE EN MINERALOGIE AAN
DE RIJKSUNIVERSITEIT TE LEIDEN, DIRECTEUR VAN
HET RIJKSMUSEUM VAN GEOLOGIE EN MINERALOGIE

DEEL VII

1935

UITGAVE VAN HET RIJKSMUSEUM VAN
GEOLOGIE EN MINERALOGIE TE LEIDEN

De verhandelingen over de Geologie van Nederlandsch Oost-Indië
verschijnen met ondersteuning van het Ministerie van Koloniën

N.V. BOEK- EN STEENDRUKKERIJ EDUARD IJDO LEIDEN

550.5
LEY

INHOUD DEEL VII.

Blz.

J. J. Richard, Enkele aanteekeningen omtrent den Gg. Raoeng op Java 1

J. J. Dozy, Ueber das Perm der Südalpen 41

J. J. Dozy, Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen . . . 63

J. J. Dozy und P. D. Timmermans, Erläuterungen zur geologischen Karte der Zentralen Bergamasker Alpen 85

K. Martin, Oligocaene Gastropoden von Buton 111

J. H. F. Umbgrove, De Pretertiaire Historie van den Indischen Archipel 119

L. A. J. Bakx, La géologie de Cascante del Rio et de Valacloche (Espagne) 157

W. A. E. van de Geyn and I. M. van der Vlerk, A Monograph on the Orbitoïdidae, occurring in the Tertiary of America . . 221

Ph. H. Kuenen, Contributions to the geology of the East Indies from the Snellius expedition 273

C. Koomans, De gesteenten van de Goenoeng Raoeng 332

Deel VII werd in 2 afleveringen uitgegeven:

Afl. 1 (p. 1—156) verscheen September 1935.
Afl. 2 (p. 157—334) verscheen December 1935.

ENKELE AANTEEKENINGEN OMTRENT DEN Gg. RAOENG OP JAVA

DOOR

J. J. RICHARD.

INHOUD.

		pag.
I.	Inleiding	3
II.	Opbouw en vernieling van den oorspronkelijken Raoengkegel	6
	Morphologie	6
	De opbouw	7
	De vernieling	9
III.	De caldeirabodem	15
	De fumarolen:	
	De vlaktefumarolen	17
	De randfumarolen	18
IV.	De centrale kegel	20
	Korte eruptiegeschiedenis	20
	Fumarolen in de lavastroomen	22
	De eruptie van 1927:	
	Eruptiekarakter	22
	Eruptieverloop	23
	De werking na 1927	29
	Aspect van den middenkegel in 1932—'33	32
	De fumarolen van den middenkegel	34
V.	De gesteenten van den Gg. Raoeng	36
VI.	Résumé (en français)	37
Litteratuurlijst		40

Fig. 1.

Panorama van de Gg. Raoeng caldeira van den noordrand uit (Sept. 1928). (De letter B geeft het punt aan, van waaruit het pad naar den bodem begint, tevens de plaats waar foto No. 2 is opgenomen.)

.... Des morgens hebben wy geshien den brandenden bergh die boven Panarucan leyt ende eerst over tien jaren opengeborsten is met groote schade ende verlies van menschen, hij wierp een zeer grooten, donckeren rook uyt.

CORNELIS HOUTMAN, 1597.

I. INLEIDING.

Hoewel de zich in de laatste decenniën afgespeelde vulkanische verschijnselen van den Gg. Raoeng in groote trekken van den ouden kraterrand uit konden worden waargenomen, was het door den grooten afstand steeds moeilijk detailwaarnemingen te verrichten, laat staan materiaal te verkrijgen van de opeenvolgende erupties en zich een denkbeeld te vormen omtrent de temperaturen der fumarolen en de samenstelling der gasemanaties.

De Gg. Raoeng levert weliswaar geen gevaar op voor de omgeving, zoolang de werkzaamheid haar karakter en plaats behoudt, welke wij van 1902, 1904, 1913, 1916, 1921, 1924 en 1927 kennen. Het verleden leert echter, dat het anders zijn kon (1638, 1730).

Ook is niet uitgesloten, dat nieuwe spleten in den ouden kraterbodem ontstaan, waarlangs magma opstijgen kan. Dit had in geringe mate in 1913 en 1921 plaats. Buiten de gevaren welke lahars na groote ascherupties kunnen opleveren, zijn er nog tal van andere mogelijkheden te duchten bij een vulkaan. Slechts voortdurende bewaking kan ons zijn karakter doen kennen. Verzameling van nauwkeurige gegevens en een juiste interpretatie der eventueele verschijnselen, welke meestal een eruptie inleiden, zijn noodig voor het maken van voorspellingen omtrent toekomstige uitbarstingen.

Ondanks verschillende pogingen in den loop der jaren aangewend, gelukte het pas in Juni 1932, van den oostwand uit [1]), op den kraterbodem af te dalen. De bezoeken aan den krater, in 1932, waren slechts van korten duur. Transportmoeilijkheden, welke het bivakeeren op den bodem met zich bracht, konden wegens gebrek aan tijd niet overwonnen worden. Er werd dan ook steeds nabij de boschgrens overnacht op de oostelijke buitenhelling van den vulkaan. Dat bij het op en afgaan van den kraterwand veel tijd en energie verloren gingen (ongeveer 5 uur) behoeft geen betoog.

Bij de eerste afdalingen in 1932 werden tijdens een vijfdaags verblijf, de situatie en de temperatuur der fumarolen vastgelegd (97 nummers). Deze moesten de basis vormen voor latere waarnemingen. Ze werden in een verslag aan het Vulkanologisch Onderzoek te Bandoeng gezonden.

In 1933 was het door verleggen van het pad en het ontdekken van

[1]) Pad via Bajoe Kidoel (Temoegoeroeh).

Fig. 2.

Panorama van de Gg. Raoeng caldeira van den oostrand uit (Mei 1932).
(De letter A geeft de plaats aan waar foto No. 1 werd opgenomen).

een bron [1]), mogelijk in den krater zelf te verblijven; het onderzoek werd hierdoor aanmerkelijk vergemakkelijkt.

Over de eruptiegeschiedenis en de discussies omtrent de uitbarsting van 1597 alsmede de latere uitbarstingen van 1638 en 1730, 1787—1799, 1800—1808, 1815, 1864, 1881, 1890, 1896, wordt verwezen naar de studies van JUNGHUHN (1), BOSCH (2), VERBEEK (3), KEMMERLING (4), BROUWER (5) en TAVERNE (6).

De volgende bladzijden vormen dus slechts een aanvulling, soms ook een andere opvatting, van wat vroeger over den Raoeng is geschreven. Geen studie is gemaakt van de oudere kraters of caldeira's welke aan den opbouw van den tegenwoordigen Raoeng vooraf zijn gegaan en welke met den laatsten het „Raoengcomplex'' vormen.

Alvorens deze inleiding te sluiten, wil ik een woord van dank richten tot Dr. CH. E. STEHN en Dr. M. NEUMANN VAN PADANG voor den vriendschappelijken steun, tijdens mijn functie van „honorary assistant'' van den Vulkanologischen Dienst op Java, genoten. Tevens wil ik hier mijn bijzonderen dank uiten voor de waardevolle raadgevingen, welke ik van Prof. Dr. B. G. ESCHER mocht ontvangen, alsmede voor de opname van deze „aanteekeningen'' in dit tijdschrift.

Tenslotte wil ik den Heer en Mevrouw LUCHT te Bajoe Kidoel voor de ondervonden belangstelling tijdens de voorbereidingen, die aan de afdalingen in den Raoengkrater voorafgingen, en het onderzoek zelve hartelijk bedanken.

---

[1]) Het is overbodig te zeggen hoe welkom deze bron, „Soember Loemoet'' (de mossenbron) gedoopt, was, als men weet dat tot nog toe water met groote kosten vanuit een ravijntje op de buitenhelling op 1900 m hoogte gehaald moest worden.

II. OPBOUW EN VERNIELING VAN DEN OORSPRONKELIJKEN RAOENGKEGEL.

Morphologie.

Ter verduidelijking van hetgeen volgt, zij hierbij gememoreerd, dat de tegenwoordige Raoeng de meest oostelijke van vier (Raoeng, Wates, Gadoeng en Lemongan) zich op een lijn NW—SE bevindende vulkanen is, welke samen het Raoengcomplex [1]) vormen. Het behoort hoewel nabij den Idjen, niet noodzakelijkerwijs tot dit laatste complex. De Raoengvulkaan, hoewel van respectabele afmetingen, is niet de grootste; zij is de jongste van de vier en de eenige welke nog werking vertoont.

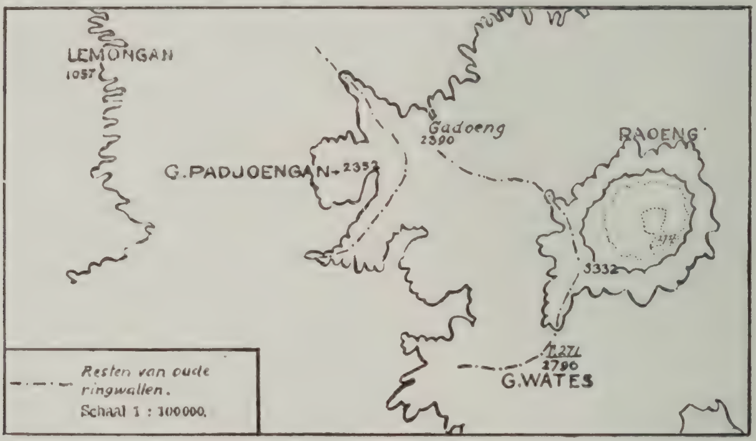


Fig. 3.

De Raoengkraters volgens VERBEEK.

Van de vlakte uit gezien, heeft de Gg. Raoeng den vorm van een afgeknotten kegel. De hoogste top, de westelijke, is 3332 m hoog. De plaatsen, welke men van de gebruikelijke uitgangspunten op noord- en oostzijde, van Sbr. Wringin en Bajoe Kidoel uit bereikt, liggen resp. op 2747 m en 2757 m hoogte. De punten van den bodem hieronder bevinden zich op resp. 2747 en 2757 m.

De SW—NE as van den caldeirabodem meet 2170 m, de NW—SE 1700 m.

Niet geheel in het midden, doch iets oostelijk daarvan, verheft zich

---

[1]) Hierbij kan men misschien ook nog den in het N.E. voorkomenden Gg. Soeket mederekenen.

op den caldeirabodem de thans 90 m hooge ellipsvormige jonge kegel, ontstaan door de erupties van 1902 tot en met 1934 (zie IV).

Over het ontstaan van den Rg. Raoeng en de tegenwoordig aanwezige caldeira is in de litteratuur weinig te vinden.

JUNGHUHN (Litt. 1 p. 911) formuleert geen idee over het ontstaan van deze „helsche ketel'', waarvan „de oorzaak der zigtbare verschijnselen'' voor hem niet duidelijk was.

VERBEEK (Litt. 3 p. 93) neemt als zeker aan, dat de tegenwoordige vorm is ontstaan door instorting van een vroegere spitse en hoogere top.

Fig. 4.

De Gg. Raoeng vanuit het pad naar de Kawah Idjen (Aug. 1928).

Als bewijs haalt hij aan, dat de geweldige ketel onmogelijk eenmaal met lava gevuld kan zijn geweest en overliep, en dat de lavastroomen welke een helling naar buiten hebben van een vroeger aanwezig hooger punt moeten zijn uitgevloeid.

Ook BROUWER (Litt. 5 p. 58) twijfelt hier niet aan.

KEMMERLING (Litt. 4 p. 32) gebruikt voor het eerst het woord caldeira: „door uitschieten en inzinking, gaat de spitse vulkaanvorm „verloren en ontstaat een afgeknotte vulkaan met een caldeira van ten „hoogste 2 à 3 km...'' enz.

De opbouw.

De geologisch-stratigrafische gegevens, die ter onzer beschikking staan, wijzen er op, dat de Gg. Raoeng oorspronkelijk inderdaad hooger is geweest dan thans.

Er bestaan duidelijke aanwijzingen, dat in een vroegere periode op de noordoostelijke flank van den ouden Gg. Wates een of meer eruptiepunten zijn ontstaan, welke den oorsprong van den tegenwoordigen Raoeng vormden. De NE wand vertoont in het onderste gedeelte nog eenige sporen hiervan. Deze wand is n.l. gedeeltelijk opgebouwd uit losse uitwerpselen, agglomeraten, vermoedelijk afkomstig van de NE buitenhelling van den Gg. Wates, welke tijdens het explosief ontstaan van den jongen Raoeng vulkaan aldaar zijn afgezet.

Duidelijker wordt nog het bewijs geleverd door de bij de latere katastrofe blootgelegde NE en N wanden. Men vindt hier een zeer duidelijke discordantie: *a*. onderaan, in E richting 30° hellende lagen, welke zijn te vervolgen tot onder den noordtop, alwaar zij door den bodem aan het gezicht onttrokken worden; *b*. daarboven: banken, die straalsgewijs van het centrum van den Raoeng af hellen. Naar alle waarschijnlijkheid zijn de eersten een voortzetting van de lagen van den westelijken vulkaan, terwijl de tweeden tot de jongere Raoengafzettingen behooren.

Twijfel verdwijnt geheel bij beschouwing van den westelijken wand. Over vrijwel de geheele oppervlakte vertoonen de lagen een helling van 30° naar het oosten. Op verschillende plaatsen sijpelt water uit den wand. Het bronnetje, in 1933 ontdekt, is hieraan te danken.

De jonge Raoengvulkaan bouwde zich langzaam op tot een hoogen kegel, waarbij lava-uitvloeiingen afwisselden met het uitstooten van klastische producten.

Gesteentemonsters, op verschillende hoogte genomen, wijzen er op, dat het begin gekenmerkt was door uitbarstingen van in hoofdzaak basaltisch magma. Dit ging over naar een zuurder magma, toen andesiet de overhand kreeg.

Tijdens den groei van den vulkaan verplaatste zich het eruptiepunt herhaaldelijk.

Gedeelten van den kegel, welke eenigen tijd sterker aan de erosie ten deel vielen, waardoor soms een begin van ravijnvorming plaats had, veranderden in aspect bij nieuwe uitbarstingen, hetzij doordat dezen zich op een andere plaats manifesteerden of doordat de uitbarstingen een grootere hevigheid vertoonden. Heropvulling van ravijnen en depressies volgde.

Een fraai bewijs hiervan treft men aan in den NNW wand. Ten Westen heeft men de naar den Raoengkrater hellende lagen van den Gg. Wates. Een ontstane bres in den vulkaanwand werd later weer door eruptieproducten opgevuld.

Men treft in het vulkaanlichaam van den Gg. Raoeng in de N, E en S wanden vele radiale spleten aan, waarlangs magma-injecties plaats vonden en waarvan enkele tot den top te vervolgen zijn. In den westwand treden minder gangen op.

In tegenstelling met den Gg. Wates, heeft een groote hoeveelheid lavastroomen aan den opbouw van den Gg. Raoeng meegewerkt. Hieruit blijkt, dat het verschil tusschen beide kraters er vooral een van eruptiekarakter is.

Of de intrusies aanleiding hebben gegeven tot flankerupties kon niet worden nagegaan.

De vernieling.

Uit het voorgaande blijkt, dat bij de gedeeltelijke vernietiging van den top niet slechts het gebied van den Raoeng, maar ook een deel van den Watesvulkaan ontsloten werd. Het profiel, dat Dr. KEMMERLING in „Het Idjen Hoogland'' op Pl. LVIII publiceerde, is niet geheel juist. Nevenstaand profiel (Fig. 5) geeft den toestand weer, zooals uit de constructie der NNW en SW wanden blijkt.

De binnenwanden van den Gg. Raoeng zijn boven steil afgebroken (Fig. 6) en vertoonen in de bovenste helft een helling van 65° en meer. Eenige honderden meters lager beginnen de puinkegels met een helling van 45°. Deze treft men voornamelijk onder den Westwand aan, waar de afbrokkeling het grootst is, doordat daar de lagen naar den krater toe hellen. Hier en daar vertoonen zich overblijfselen van afstortingen, zoo b.v. aan de noordzijde waar een groote, scheefgezakte schol is blijven hangen. Aan den SW zijde treft men eveneens sporen aan van verticale verschuivingen in den vulkaanwand: onderbrekingen in de lagen zijn hiervan het gevolg.

Bij de uitblazingscylinder-instortingstheorie van Prof. ESCHER (7), gebaseerd op de door PERRET waargenomen feiten bij den Vesuvius eruptie van 1906 en verschijnselen bij spuitende petroleumbronnen, alsmede een serie laboratorium experimenten betreffende de uitwerking van een vertikaal opstijgenden gasstroom door een aantal lagen van verschillende homogeniteit en soort, blijkt, dat door uitschuring een

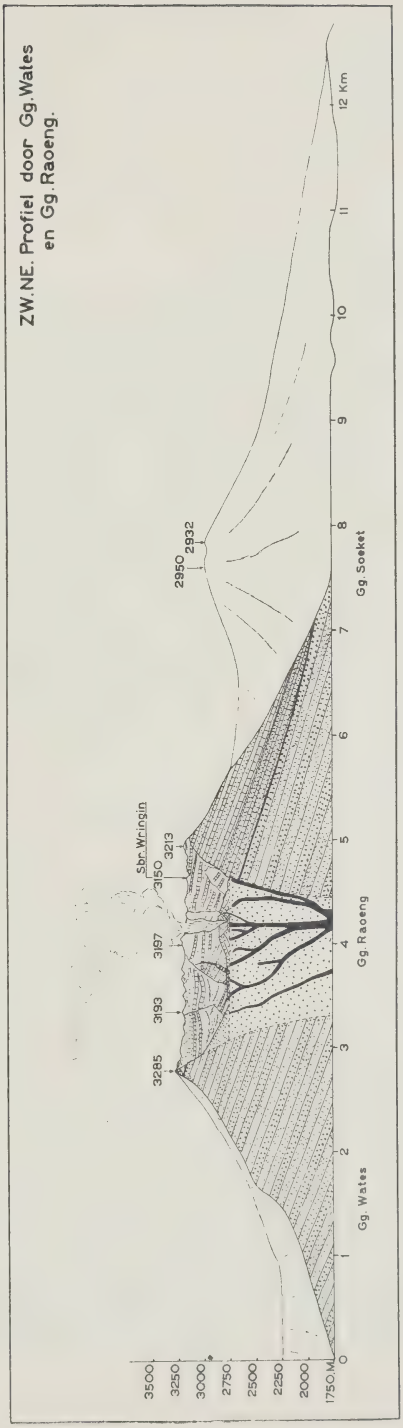


Fig. 5.

Fig. 6.

Aanvang van het pad naar den bodem, langs de 67° binnenhelling van den vulkaan (Mei 1932).

krater van cylindrischen vorm ontstaat. Deze wordt door nastorting trechtervormig verwijd (Fig. 7).

Zoo belangrijk als bij den Vesuvius, zijn de afstortingen bij den Raoeng niet geweest. Waar bij de eerste de hellingshoek in de bovenste gedeelten der binnenwanden gemiddeld 35° bedroeg, bezitten de Raoeng-wanden een hellingshoek van 65° en meer.

De geringe afstortingen bij den Gg. Raoeng kunnen m. i. niet worden opgevat als bewijs voor het ontstaan der caldeira door instorting. v. d. Bosch (8), die van het standpunt uitgaat, dat een caldeira zou ontstaan door inzakking tengevolge van daling van het eruptieniveau tot in den magmahaard, geeft toe dat caldeira's tot 3 km doorsnede volgens Escher's berekening mogelijk zijn, hetgeen met den Raoeng overeenkomt.

Blijft men bij een schema zooals de Vesuvius uitbarsting van 1906 te zien gaf, t.w. uitschuring bij de hoofd- of gasphase, dan wekt het volgende feit misschien bevreemding:

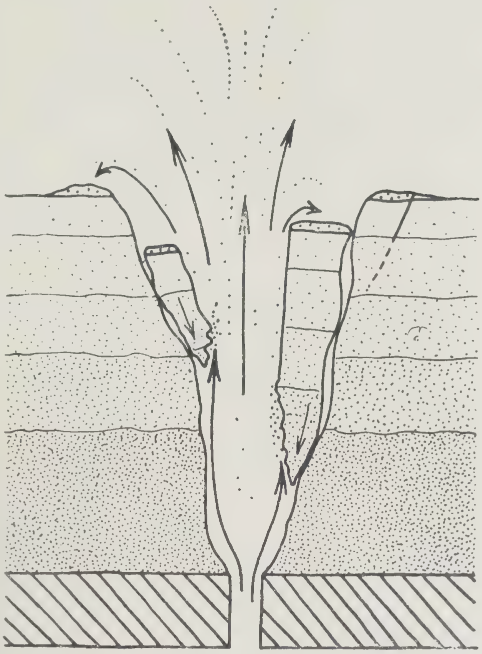


Fig. 7.

Schematische voorstelling van een trechtervormige verbreeding bij een oorspronkelijk cylindervormige opening, door instorting van de randen (volgens Escher's proefnemingen) Litt. 7.

Bij den Raoeng is op den rand tijdens de catastrophale eruptie geen of zeer weinig materiaal terecht gekomen; lavastroomen ziet men tot vlak bij den bovensten rand, dikke afzettingen hebben dus hierboven niet gelegen. De geringe teekenen van erosie in de buitenhellingen van den kegel bevestigen dit.

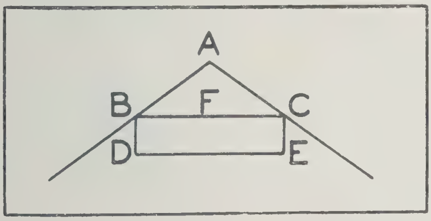


Fig. 8.

Het ontbreken van efflata op den Raoengtop in belangrijke hoeveelheden behoeft echter geen argument voor instorting te beteekenen. De vraag, waar het materiaal gebleven is, staat in nauw verband met het eruptiemechanisme.

Stelt men zich voor, dat de oorspronkelijke kegel ca. 4000 meter hoog was en een krater van ongeveer 500—1000 meter diameter had.

De tegenwoordige binnenwanden van den Gg. Raoeng hebben een hellingshoek van meer dan 65°, terwijl de tegenwoordige caldeirabodem zich op 2740 m hoogte bevindt. De bodem meet 2.1 bij 1.7 km.

Hierbij volgt een berekening van het verdwenen gedeelte (zie fig. 8), waarbij

de hoogte A—F = 700 m
„ „ B—D = 500 m
„ lengte D—E = 2000 m

$$\text{De inhoud ABC} = \tfrac{1}{3}\pi r^2 h = 1.05 \times 1 \times 0.7 = 0.735 \text{ km}^3$$
$$\text{„ „ BCDE} = \pi r^2 h = 3.14 \times 1 \times 0.5 = 1.57 \text{ km}^3$$

totale inhoud 2.305 km^3

Er zou dus ongeveer 2.3 km^3 verdwenen zijn. Wanneer aangenomen wordt dat deze massa uitgeworpen en verspreid zou zijn geweest met een regelmatigen afloop tot op b.v. 15 km afstand van den top (wat wel zeer ongunstig is genomen), dan krijgt men voor de hoogte h van de afzetting nabij den top:

$$\tfrac{1}{3}\pi r^2 h = 2.3$$

$$h = \frac{3 \times 2.3}{3.14 \times 225} = 0.0097 \text{ km}$$

De dikte zou dus slechts ongeveer 10 m hebben bedragen nabij den top of tegenwoordigen rand. Men heeft echter niet slechts rekening te houden met het wel of niet aanwezig zijn van deze laag en met de verdeeling van dit materiaal over de omgeving, doch, door het opwerpen der efflata op groote hoogte, met een verspreidingsschema dat een uitbarsting in den geest van den Vesuvius in 1906 nabij komt.

Hiermede wordt niet bedoeld, dat dergelijke uitbarstingen een criterium voor het ontstaan van alle caldeira's zouden vormen, doch meer om op het feit te wijzen, dat uitgeworpen materiaal niet in den naasten omtrek behoeft te worden gevonden.

De aanhoudende geweldige uitstrooming van gassen, welke den krater van den Vesuvius van 175 m middellijn tot een groote ruimte van 700 m diameter en 500 m diepte veranderde, bereikte volgens Perret (9) een hoogte van 13 kilometer.

Een gevolg hiervan is, dat het uitgeworpen materiaal op zeer onregelmatige wijze neerviel. De asch lag het dikst in den noordoostelijken sector van den vulkaan (80 cm), behalve te Ottajano, waar de laag een dikte van 125 cm bereikte. Te Resina werd 25 cm, te Napels 2 cm, te Capri 0.5 cm asch afgezet.

Bij het observatorium lag slechts 30 cm asch.

Verder werd aschval op zeer groote afstanden gemeld, uit Parijs, Neustadt, Schleswig Holstein, Dalmatië, Montenegro enz.

Vergelijkt men foto's van den Vesuvius na de eruptie van 1906 met die van den Gg. Raoeng, dan blijkt dat bij den Vesuvius de nieuwe losse lapilli en aschlagen een geringe dikte hadden en dat de oorspron-

kelijke diepere kraterbodem, die gedeeltelijk weer met vallend puin opgevuld werd, vlak is.

In de tropen, waar erosie haar arbeid snel verricht, konden zeer goed bij den Raoeng eenige jaren na de eruptie de nieuwe lagen gedeeltelijk weggespoeld worden.

Er zijn verwoestende lahars van den Raoeng bekend, tijdens de erupties van 1638 en 1730, voornamelijk op de oost- en zuidelijke hellingen. Dr. STEHN (10) onderzocht in 1924 de rivierbeddingen der Kali Setail en Kali Klatak en vond er oude laharafzettingen, die op groote vroegere erupties wijzen.

Waar men dus van den Raoeng weinig gegevens bezit voor het bepalen van de wijze waarop caldeiravorming plaats had, uitwerping of instorting, is het overbodig hier dieper in te gaan op de oorzaak van caldeiravorming in het algemeen, en bij den Raoeng in het bijzonder.

De toekomst zal leeren of men in de caldeiravorming een ouderdomsfase van een vulkaan moet zien.

Fig. 9.

De puinhellingen aan de oostzijde (Aug. 1933).

III. DE CALDEIRABODEM.

De palen en kabels, welke in 1932 werden aangebracht om het afdalen te vergemakkelijken, waren een jaar later, door de zure gassen welke de lucht bezwangeren, tot op de helft verteerd.

Een beter pad, welke de uitschakeling zou beteekenen van de vroegere installatie, was noodzakelijk en werd in 1933 aangelegd. Dat de invloed der zure gassen nogal sterk was, bleek ook uit het feit dat de tenten na 14 dagen zoodanig aangetast waren, dat zij scheurden en gedeeltelijk tot stof uit elkaar vielen.

Na ongeveer twee uren dalen, werd langs het nieuwe pad den bodem bereikt op ± 430 m onder den oosttop.

De bodem is minder vlak dan van boven uit lijkt. De meest vlakke gedeelten liggen in het zuiden. De oostzijde ligt 10 m lager, terwijl de westelijke vlakte 30 m lager ligt.

Vrijwel het geheele NE, N en NW gedeelte wordt ingenomen door jonge lavastroomen; slechts enkele strooken langs den wand in het westen, het zuiden en het noordoosten, zijn niet met lava bedekt. In het noorden raken de lavastroomen den wand.

In de zandvlakten vindt men niet zelden woestijnkorsten, waarmede ook in het algemeen de kleine heuvels, de geheele middenkegel, tot zelfs de buitenhellingen van den Gg. Raoeng bedekt zijn. Bij andere vulkanen in Oost-Java, treft men dikwijls geen of slechts geringe korstvorming in de omgeving van kraters aan: zoo b.v. bij den Keloed, den Semeroe en bij den Lamongan slechts aan de oostzijde, waar zich de randfumarolen bevinden; bij den Idjen ook voornamelijk bij de oostelijke fumarolen. Bij den Bromo treft men deze reeds meer aan, doch bij den Raoeng het sterkst. Deze korstvorming schijnt dus in verband te staan met het aanwezig zijn van zure dampen. Hierbij zij herinnerd aan de rol welke deze bij het ontstaan van korsten op de gloedlawine-afzettingen van den Merapi spelen.

Behalve den tegenwoordig nog actieven middenkegel bevinden zich op den bodem der caldeira eenige heuvels. Deze zijn van drieërlei soort: oude ringwallen van vroegere kraters, ruggen van lavastroomen en eindelijk enkele kleine heuvels van bijzonderen oorsprong.

De eersten zijn achtergebleven bij de herhaaldlijke verplaatsing van het eruptiepunt binnen de caldeira. Men treft deze ringwallen voornamelijk aan in het oostelijke gedeelte van den bodem en ten SE van den middenkegel. Sommige zijn nog onder thermischen invloed met temperaturen tot 90°. Deze oude ringwallen en overblijvende heuvels van vroegere werking, alsmede de oudere lavastroomen, werden bij latere erupties overdekt en opgehoogd.

Sommige heuvels bezitten een kern van lava; door de vroeger, of

Fig. 10.

De kleine heuvels van den caldeirabodem, nabij den westwand. Op den achtergrond, geheel rechts ziet men achter de lavastroom nog twee van dergelijke heuveltjes. (3 Juli 1932).

ook nu nog uittredende gassen, is de hierop later gevallen asch gefixeerd. Lavaschollen, vermoedelijk door breuken omhoog geperst, steken soms hoog boven de omgeving uit. Doorbraak van lava uit den ouden caldeirabodem, hoewel nooit geconstateerd de visu, moet meermalen plaats hebben gehad (zie IV).

De zich in de westelijke zandvlakte bevindende heuvels (fig. 10) bezitten nog een verhoogde temperatuur. Zij zijn bedekt door een tamelijk harde korst, waaronder zich sublimatieproducten, in hoofdzaak zwavel en gips en als omzettingsproduct een kaolienachtige modder bevinden.

Deze heuvels bieden grooten weerstand tegen erosie, zoolang als er gassen ontwijken, die sublimatieproducten afzonderen. Nieuwe aschlagen worden door exhalaties verkit, waardoor in zekeren zin het groeien van deze heuvels wordt veroorzaakt. Door afgraving kan men zich hiervan overtuigen. Zij bezitten een hoogte van ongeveer twee tot vier meter.

De berichten omtrent dampemanaties in vroegere jaren over de geheele oppervlakte

en ook periodisch 1913, 1917 en 1924, voornamelijk dicht onder den caldeirawand, spreken voor het ontstaan der heuvels op breuken.

Dergelijke heuvels zijn van den Vesuvius (Atrio del Cavallo) bekend. Fig. 10 en die welke in PERRET's werk is afgebeeld onder No. 70 toonen een buitengewone gelijkenis. PERRET (Litt. 9 p. 111) spreekt van deze heuveltjes als „mudcoated dômes'' of „montagnelles'' en „rounded hornito's'' en geeft de aanwezigheid van breuken aan als verklaring voor hun ontstaan: „Immediately after the eruption writer found fumarolic emanations from cracks in the ashlayers of this region: (Atrio) 200 m distant from the base of Somma with an uniform temperature of 98°, abundant watervapor, hydrogen sulphide and deposits of sulphur in the cracks. The superficial stratum of hardened mud, formed a nearly impervious layer that effectively blanketed the upwardly diffusing gasses...''

Uit een serie temperatuuropnamen bij de heuvels van Atrio del Cavallo, door Prof. FR. SIGNORE (Litt. 11) gedurende de laatste 15 jaren, blijkt, dat er nogal groote variaties in temperatuur voorkomen. Dit doet hem de conclusie trekken, dat zij nog steeds, via breuken, in relatie met de diepte staan.

In de laagste gedeelten van den caldeirabodem van den Gg. Raoeng zijn tusschen de heuvels kommen ontstaan, waar zich in den westmoesson regenwater verzamelt. De herkomst van het water en het medegesleurde materiaal wordt verraden door de eigenaardige kleuren die de meertjes aannemen. Die, welke door water afkomstig van den caldeirawand worden gevoed, zijn bruinachtig van kleur, doordat de oude gesteenten meestal rood verweerd zijn. Andere, welke het water afkomstig van den middenkegel bevatten, krijgen door asch in suspensie een grijze kleur. Een poel in het NE maakt hierop een uitzondering: door de hierin ontwijkende gassen is het water door zwavel blauw gekleurd.

De fijne klei, die na verdamping van het water in den drogen tijd overblijft, vertoont bij uitdroging een ingewikkeld net van krimpscheuren.

De fumarolen.

Wij kunnen betreffende de tegenwoordig aanwezige fumarolen kort zijn. Men kan twee groepen onderscheiden:

a. vlakte fumarolen,

b. randfumarolen.

De vlaktefumarolen.

In het E, N en W gedeelte komen vele fumarolen voor, in de Z vlakte daarentegen zijn er geen meer aanwezig. Het temperatuurgemiddelde bedroeg in 1932: 79.4° C (laagste 74°, hoogste 81°). Waterdamp en SO_2 vormen de hoofdzakelijke dampemanaties; zwavel en een geringe hoeveelheid gips de belangrijkste afzettingen.

De aanwezigheid dezer fumarolen en vele sporen van reeds uitgedoofde, wijzen er op, dat de bodem door talrijke spleten doorsneden is.

De randfumarolen.

Ook de randfumarolen treft men het meest aan in het E, NE, N en W, terwijl in het S geen werking meer valt waar te nemen.

In het ESE treft men een kleine groep fumarolen op 40 à 60 meter hoogte in de puinhellingen aan. Zij bezitten een gemiddelde temperatuur van 77° C. Een van hen (No. 2*e*, 93° C) blies in 1932 en 1933 met kracht waterdamp uit. De anderen geven, evenals de bovengenoemde, waterdamp en SO_2 en zetten een geringe hoeveelheid gips en zwavel af.

De fumarolen onder den oostwand bezitten een gemiddelde temperatuur van 78¾° C. Die in het N gaan tot 90° C.

Eindelijk bezitten de hiervoor genoemde westelijke fumarolen in typische heuveltjes een gemiddelde temperatuur van 92° C (1933).

De randfumarolen hebben in den loop der jaren vele wijzigingen ondergaan. In perioden van eruptie van den middenkegel, hebben zij sterke rookontwikkeling vertoond.

(De fumarolen der lavastroomen en van den middenkegel worden onder IV behandeld, bl. 22 en 34).

Fig. 11 en 12.

De centrale kegel, gezien van het oosten uit, met opgaaf der ondergane uitbreidingen in 1902, 1913, 1917—21 en 1927. (4 Juli 1932). Op den voorgrond eenige slakken van de eruptie van 1927.

IV. DE CENTRALE KEGEL.

Korte eruptiegeschiedenis.

Alvorens het tegenwoordige aspect van den bij tusschenpoozen nog werkenden middenkegel te beschrijven, is een résumé van zijn ontstaansgeschiedenis onontbeerlijk.

In den tijd dat JUNGHUHN (Litt. 1 pag. 900 en 913) den Gg. Raoeng beklom, in Oct. 1844, had de krater een vrij vlakken bodem. Op één plaats bevond zich een moeras, hetwelk naar schatting een paar honderd voet breed was, en welke hem de gevolgtrekking deed maken, dat de kraterbodem vroeger geheel met water is bedekt geweest. „In de omgeving van het meer'', schrijft JUNGHUHN, „schijnt de geheele bodem uit opgetaste weeke modderachtige zelfstandigheden te bestaan.''

Het ontbreken van gelaagde aquatische sedimenten pleit niet voor deze opvatting, maar de gedeeltelijke ophooging, welke na het bezoek van JUNGHUHN plaats had, maakt het lastig hierover een juist oordeel te vellen. Wat de „modderachtige opgetaste zelfstandigheden'' betreft, deze bestaan heden nog: het zijn lavastroomen, welke van den rand uit dit eigenaardig aanzien hebben (zie Fig. 1).

Sinds JUNGHUHN den Raoeng bezocht, zijn er berichten over werking van dezen vulkaan in 1859, 1860, 1865, 1881, 1887, 1890 en 1896.

De eerste foto's, in 1902 door OTTOLANDER gemaakt, geven de som der veranderingen weer, die tengevolge van deze erupties in den krater plaats grepen. Op de plaats waar JUNGHUHN in 1844 dampen zag ontwijken, nabij den voet van den Zuidoostelijken wand, was een kleine kegel ontstaan, welke in den loop der tijden kleine veranderingen onderging. Lavastroomen moeten uitgevloeid zijn blijkens de foto's uit het werk van KEMMERLING (Litt. 4, pl. VIII, fig. 1 en 2) (zie fig. 13, 1912).

In 1903 en 1904 was de middenkegel werkzaam; over de jaren die hierop volgen, tot 1913, zijn weinig gegevens bekend.

Midden Mei 1913 begon een nieuwe eruptie, welke tot eind Juli aanhield. H. A. BROUWER (Litt. 5, p. 51—87) heeft deze interessante eruptie beschreven. De kegel vertoonde een verplaatsing van het eruptiecentrum in noordelijke richting en had een hoogte van zestig meter bereikt.

In 1915, 1917 en 1921 werden rookpluimen en dof gerommel vanuit de omgeving gemeld. Bij de laatste eruptie zouden, volgens Dr. KEMMERLING (12), zwavelstroomen uit de noordelijke openingen van den middenkegel zijn gevloeid: „de geheele bodem is in het noordelijk deel van den krater met donkergroene zwavelstroomen bedekt.''

Bij de verschillende bezoeken in het noordelijk lavagebied in 1932/1933, konden hiervan geen bewijzen worden gevonden. Aangezien gedurende de jaren van 1921 tot 1927 de werkzaamheid van den middenkegel sterk verminderde en de door de eruptie van 1924 en 1927 uit-

geworpen efflata slechts een klein gedeelte van den bodem hebben opgehoogd, is in de topografie in het noordelijk gedeelte weinig verandering gekomen. Men kan dus aannemen, dat het in 1921 uitgevloeide materiaal geen zwavel, doch lava is geweest.

Lavadoorbraak langs spleten in den kraterbodem moet meermalen plaats gevonden hebben. Zoo bleek bij een bezoek aan den kraterrand in Februari 1924, dat zich in den noordelijken mantel van het vulkaantje een breede geul had gevormd, voorts een diepe spleet ten noorden hiervan, waaruit op twee plaatsen dampen opstegen. Op andere plaatsen van de lava, die het noordelijk gedeelte van den kraterbodem bedekt, ontweken dampen. In 1922 werden er geen waargenomen. Meer in het westen werd een geulvormige spleet opgemerkt. Als oorzaak van hun ontstaan werd inzinking aangenomen (13).

Bij de verkenningen in het lavagebied bleek in 1933, dat deze spleten overblijfselen van lavageulen zijn, zoodat moet worden aangenomen, dat ook in 1924 lava-uitvloeiingen hebben plaats gehad. Men treft trouwens in het N en NW op twee plaatsen zwelkoepels aan, welke lava-uitvloeiingen door spleten in den bodem als het ware onderstrepen.

In 1933 waren daar nog eenige solfataren werkzaam met temperaturen van ongeveer 80° C.

Dit gedeelte van den kraterbodem gaf dus in de laatste jaren blijk van vulkanische werking, wat overeenkomt met de algemeene tendenz, t. w. verplaatsing van het eruptiepunt in NW richting (zie fig. 11, 12), vermoedelijk in verband met breuken.

De lava's zijn alle blok- of schollava's van basaltische samenstelling.

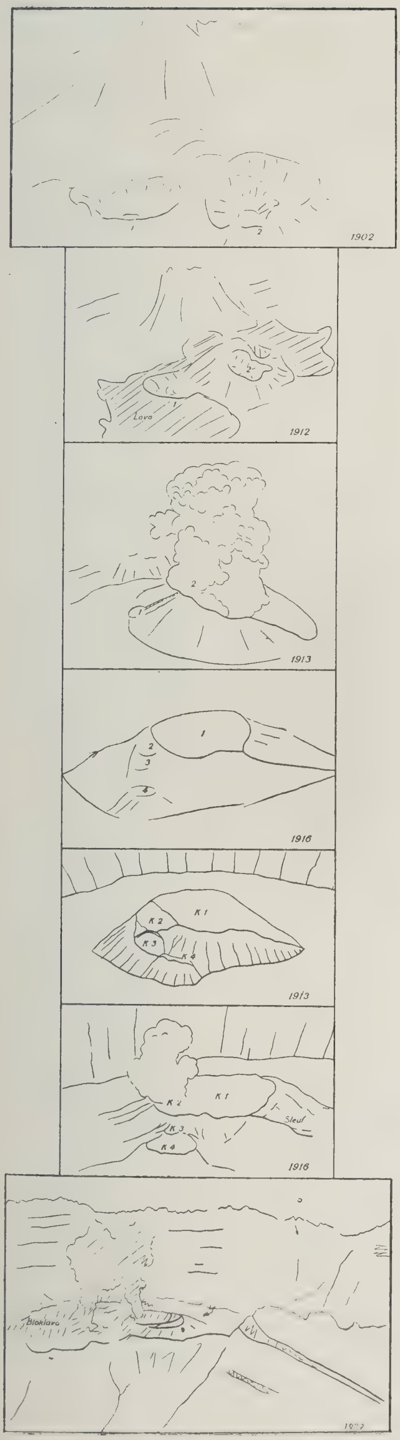


Fig. 13.

Veranderingen der middenkegel van 1902 tot 1922.

Lavatunnels zijn niet aangetroffen, hetgeen met de geringe helling ook niet te verwachten is.

Op twee plaatsen verheffen zich resten van hornito's.

Fumarolen in de lavastroomen.

Deze vijn voornamelijk secundair en behooren tot niet geheel afgekoelde lavastroomen, welke voornamelijk in het W, N en NE zeer dikke afzettingen vormen.

In de jaren 1932 en 1933 kwamen vrijwel geen variaties voor in de temperaturen (gemiddeld 72° C).

Waar waterdamp uit de holen en spleten in de lavastroomen ontwijkt, zijn deze vochtig en bezitten zij geelachtig grijs tot bruine sublimatie-producten, waarin ijzerchloride de hoofdzaak vormt.

Op enkele plaatsen in het noordelijk gedeelte, waar in de jaren 1921 en 1924 de reeds besproken lava-uitvloeiingen plaats hadden, vindt men solfataren met afzetting van zwavel. Of deze fumarolen primair zijn, zal moeten blijken uit toekomstige temperatuurwaarnemingen. Zij bevinden zich op een gedeelte van den kraterbodem, dat in de toekomst interessante gegevens kan opleveren.

De eruptie van 1927.

De officieele rapporten, die nog niet gepubliceerd zijn, zijn ter aanvulling van eigen te korte observaties nagegaan en bewerkt, dank zij de welwillende toestemming van de Heeren Ir. J. REIJZER, Hoofd van den Opsporingsdienst en Dr. CH. E. STEHN, leider van het Vulkanologisch onderzoek te Bandoeng.

Eruptiekarakter.

Begin Augustus 1927 was van het Ijanggebergte zeer duidelijk boven den Raoengkrater een typische bloemkoolwolk waar te nemen. In de Djembersche vlakte viel, op 30 kilometer afstand, na eenige dagen een lichten aschregen. Eenige weken later was soms ook een dof gedreun, afkomstig van den vulkaan, waar te nemen.

Van de gebruikelijke observatieplaats, den noordtop, was het mogelijk het volgende vast te stellen:

Evenals bij vorige uitbarstingen was de middenkegel weder in actie. De explosies, welke elkaar in het begin opvolgden met tusschenpoozen van 10 tot 30 per uur, hadden hun oorsprong in een of meer krateropeningen en leverden slechts losse efflata.

Bommen en blokken werden voornamelijk in de eerste eruptieperiode rijkelijk opgeworpen tot op tientallen meters hoogte boven den rand van den centralen kegel. De explosies zetten meestal met volle vaart in; met een min of meer hevigen knal ontsnapten de eruptiewolken, wit of donkrgrijs tot zwart, naarmate ze minder of meer asch bevatten. De gevormde wolk steeg in wervelingen op met een snelheid afhankelijk van den gasdruk soms tot op aanmerkelijke hoogte (3000 m), waarna afdrijving voornamelijk in westelijke en noordelijke richting plaats had (Oostmoesson).

Tijdens de rustperioden zag men soms gasontsnappingen, doorschijnend blauw van kleur, welke eerst op eenige hoogte door condensatie duidelijk zichtbaar werden. Een opeenvolging van verschillend gekleurde dampsoorten had eveneens plaats, soms zelfs een combinatie van lichter en donker gekleurde eruptiewolken al naarmate de openingen vrij of verstopt waren (zie fig. 14).

Niet alle erupties hadden een explosief karakter. Soms ontweken de gassen met een zuchtend geluid tot op geringe hoogte met asch en lapilli gemengd. Explosies werden ook wel eens gevolgd door een reeks van kleinere knallen of gasontsnappingen.

Bij mijn bezoek aan den kraterrand in het midden van September 1927, kort nadat op 30 km van den vulkaan duidelijk de zware knallen en het gedreun was te hooren, bleek, dat slakken welke soms een diameter van een meter en meer bereikten, bij de sterke explosies, een tijdlang halfgloeiend in de lucht zweefden, een rookbaan achterlatend, waarna zij in de oude caldeira neervielen.

De zware explosies werden voorafgegaan door secundenlang gerommel in de diepte, waarbij de kratermond — dit was vooral bij nacht zeer duidelijk — hoe langer hoe meer begon te gloeien. Er volgde soms een fonteinachtig opwerpen der eruptieproducten, voornamelijk lapilli, welke met luid geknetter langs den kegel rolden, hetwelk een zeer fraai schouwspel opleverde. Zware aschgordijnen werden tijdens het opstijgen der eruptiewolk gevormd, voornamelijk in de laatste periode (September).

Tijdens het onderzoek van den krater in 1932/33, bleek dat sommige van de in 1927 uitgeworpen slakken van respectabele afmetingen in plastischen toestand op een afstand van 500 meter van het eruptiepunt waren neergeworpen.

Uit de voorloopige rapporten van Ir. M. E. Akkersdijk en den Heer Ecoma Verstege van het Vulkanologisch Onderzoek blijkt, dat het eruptiepunt zich herhaaldelijk verplaatste. De veranderingen, welke de kegel onderging, worden het best toegelicht door de kraterschetsen door Ir. Akkersdijk op verschillende data gemaakt (fig. 15).

Men ziet, dat de oorspronkelijke kateropening aan de zuidoostzijde, doordat nieuwe eruptiepunten op 15/8 in het Noordwesten, op 19/8 in het noorden ontstaan, langzamerhand overgaat in een grooten krater op 8/9/27. Op 23/9 ontstond nog een vierde eruptiepunt op de SE binnenhelling.

Terwijl k 1 en k 2, vóór de overname der werking door k 3, simultaan werkten (Akkersdijk) werd eind September opgemerkt, dat er tusschen k 3 en k 4 wisselwerking bestond (Soetardi). K 4 had een kortstondig bestaan, terwijl k 1 tot het einde in werking bleef.

Eruptieverloop.

In den aanvang der eruptie werd een groot quantum grof materiaal, voornamelijk oude lavablokken doch ook nieuwe slakken, uitgeworpen (2—15 Augustus). Per uur werden 10 tot 20 afzonderlijke explosies en explosieseries waargenomen.

Fig. 14.

Eruptie van 1927 van den Noordtop uit, op 1000 m afstand van het eruptiepunt. (17 September 1927).

Later (15—29 Augustus) vermeerderde het aantal explosies tot 40 per uur; de slakken, hoewel nog steeds aanwezig, verminderden in aantal, er kwamen nu rijkelijk lapilli in de explosiewolk voor.

Ongeveer een maand na het begin der eruptie scheen deze in kracht af te nemen. De knallen werden zwakker, het opgeworpen grove materiaal verminderde, bommen kwamen niet in de eruptiewolk voor, doch wel veel lapilli. Dampen, thans in groote hoeveelheid, kregen de overhand, zoodat de indruk bij den waarnemer gevestigd werd, dat de grootste werking voorbij was (SOETARDI's rapport van 2 September).

Op 3 September, een dag later, was de activiteit weer toegenomen, de exhalaties waren krachtiger.

De dampen, welke in de oude kraterruimte bleven hangen, maakten de observaties moeilijk. Dikwijls kon van de explosies niets anders waargenomen worden dan de geluidsverschijnselen. Volgens SOETARDI werd ook H_2S uitgestooten. De krater nam in grootte toe.

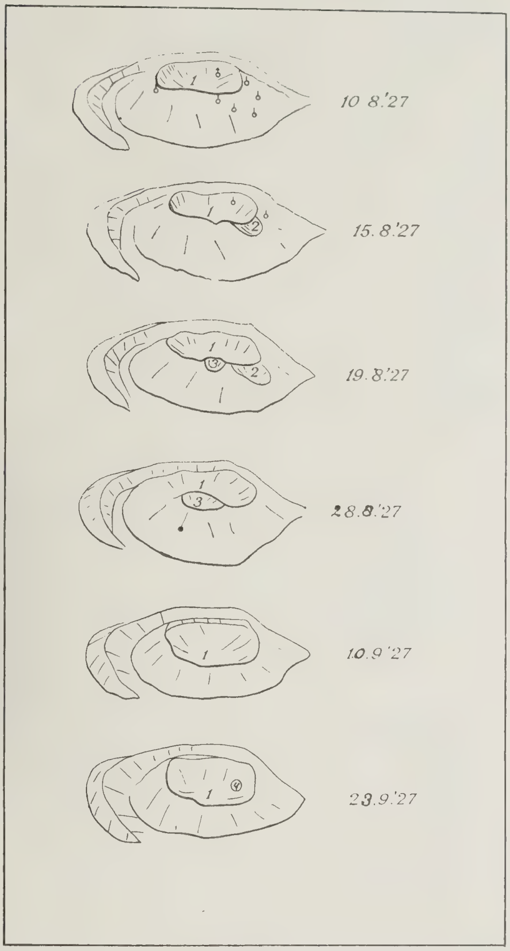


Fig. 15.

Op 4 September was de werking sterker dan op den vorigen dag. Op den avond van 4 op 5 September werden eenige zeer harde detonaties van het bivak uit gehoord. Na enkele minuten viel een aschregen, welke den geheelen nacht en een groot gedeelte van den volgenden dag voortduurde. Op 5 September 's morgens drong geen zonnestraal door de dichte aschsluiers op Pk Demit. De beklimming tot den kraterrand was pas tegen 11 uur mogelijk. De knallen waren sterker, verscheidene malen stegen de lapilli tot boven den kraterrand, ook bommen werden uitgeworpen. De krater nam naar het zuiden en het oosten in breedte toe.

Na den 5en September begon de hoeveelheid efflata eenigszins af

te nemen, doch des te sterker waren de knallen en krachtiger de gasexhalaties, welke op 7 en 8 September hun maximum bereikten (70 per uur). In de rustpoozen tusschen twee explosies hoorde men luid brommen in de diepte, het uittreden der toegevoerde gassen was zeer heftig en de knallen waren krachtig. Bij sommige zware detonaties waren tegen de verticaal opstijgende rookkolom als achtergrond, lichte ringen zichtbaar, die misschien met de geluidsgolven samenhangen, welke zich met groote snelheid voortplantten. Het schudden van den vulkaan was in het bivak op Pk Demit (afstand 2 km) voelbaar. De krateropening heeft in die week de grootste uitbreiding ondergaan.

Na 8 September verminderde de activiteit geleidelijk, hoewel de vulkaan met tusschenpoozen hevige knallen deed hooren.

Gas en asch vormden langzamerhand de hoofdzaak der exhalaties, de rustperioden tusschen de explosies werden van langeren duur. Eind October kwam de uitbarsting tot stilstand.

Fig. 16 is door mij samengesteld aan de hand van de observaties, welke dagelijks gedurende 6 uren, door personeel van het Vulkanologisch Onderzoek werden gemaakt.

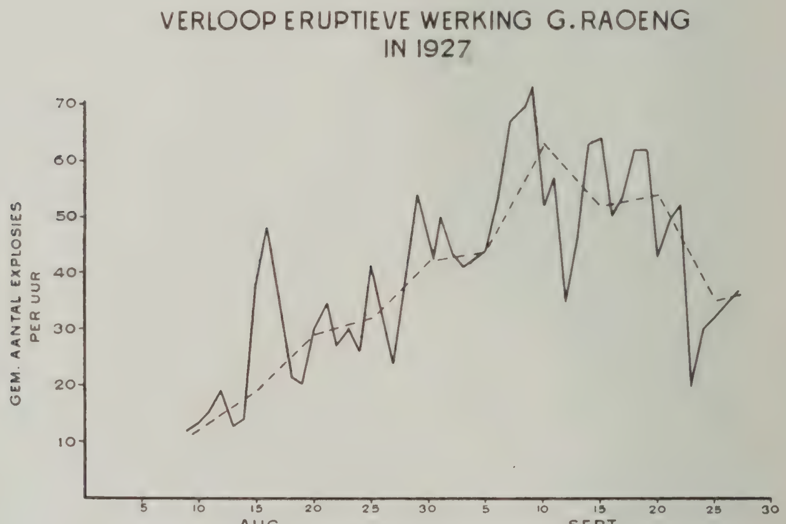


Fig. 16.

De dikke lijn geeft het gemiddeld aantal explosies per uur aan, de stippellijn, een 5 daagsche kromme, geconstrueerd uit het gemiddeld aantal explosies van 5 op elkaar volgende dagen, van 10—15 Augustus, van 16—20 Augustus, van 21—25 Augustus enz., ter verkrijging van een overzicht in de zeer sterk uiteenloopende dagcijfers.

Duidelijk is uit het verloop te zien, dat de grootste werking niet in het begin der eruptie plaats had.

Neumann van Padang (Lit. 14, 15) kwam tot een dergelijk resultaat

na verzameling van een groot aantal gegevens van uitbarstingen (Krakatau 1883, Montagne Pelee 1902, Vesuvius 1906, Merapi 1930, Slamat 1932). Hij onderscheidt, evenals PERRET, drie perioden of fasen tijdens een uitbarsting en verklaart de verschillende fasen door ongelijkmatige samenstelling van het magma (zie fig. 17).

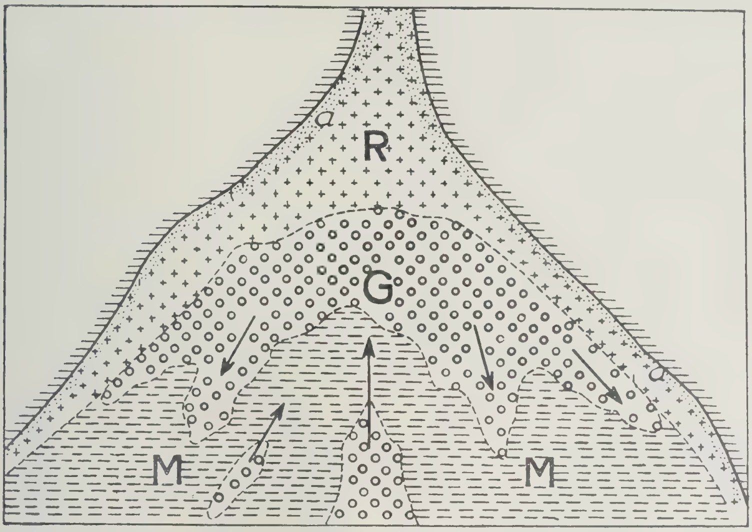


Fig. 17.

Schematische doorsnede door het bovenste gedeelte van een magmahaard.
R is de meest afgekoelde, maar nog gloeiend plastische randschaal.
a is de geheel afgekoelde vaste buitenste rand.
G zijn de gasrijke, heetste magmaslieren, die zich in het bovenste gedeelte onder de taaivloeibare randzone ophoopen.
M is het normale magma.
De pijlen geven de richting der konvektiestroomen aan.
(Naar NEUMANN VAN PADANG, Handel. v/h. 6. N. I. Natuurw. Congres).

Op de Raoeng uitbarsting overgedragen vertegenwoordigt het uitwerpen van a en R, de explosieve fase of vooreruptie, het uitwerpen van G de hoofd- of gasfase op 7 en 8 September 1927, terwijl M samenvalt met de daaropvolgende aschfase.

In den duur der verschillende fasen en de mate van hun hevigheid bestaan uiteraard verschillen tusschen de Raoeng-eruptie van 1927 en die uitbarstingen van andere vulkanen. Zoo kan, wanneer men de eruptie van den Raoeng in 1927 met die van den Vesuvius van 1906 vergelijkt, bij de 2e (hoofd) fase van den Raoeng niet van een zuivere uitstrooming van gassen gesproken worden.

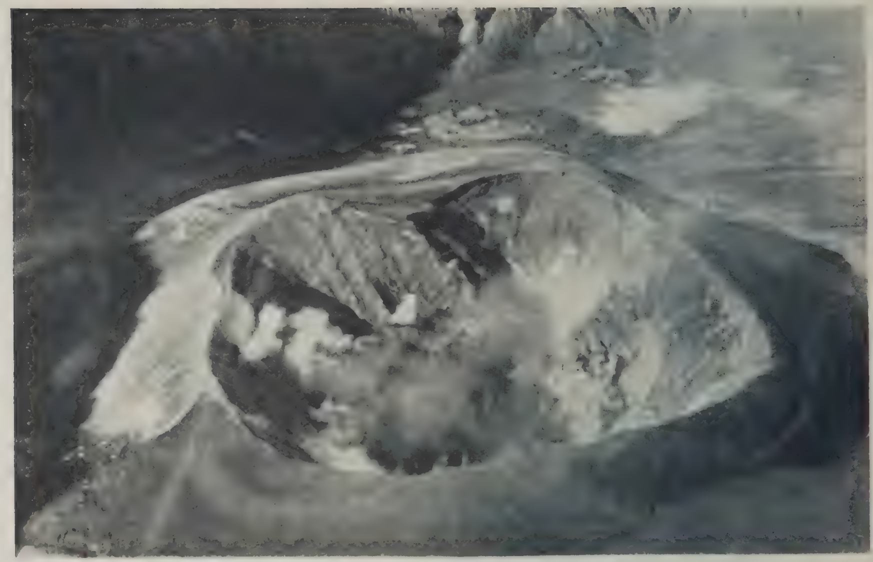


Fig. 18.

De centrale kegel op 24 Sept. 1928 van den noordtop af gezien.

Fig. 19.

De centrale kegel op 24 Juni 1929, na het ontstaan van een nieuw kratertje.

De werking na 1927.

Na de eruptie van 1927 werd de Gg. Raoeng vrij geregeld door den schrijver bezocht. Hoewel niet eruptief, bleef het middenvulkaantje nog jaren lang in een toestand van verhoogde activiteit. Bij de bezoeken van 30 October 1927, Januari 1928, September 1928 en Maart 1929 was steeds, in spleten, donkerroode gloed zichtbaar, een bewijs dat het magma nog dicht bij de oppervlakte aanwezig was, met een temperatuur van ongeveer 700—800° C. In deze periode ontwikkelden de solfataren vrij veel damp en bij een bezoek in September en October 1928 werden vlammen, veroorzaakt door brandende zwavel, bemerkt. Dat de temperatuur hoog was, bleek uit het feit dat de dampen boven de krateropening pas op 3 à 400 meter hoogte zichtbaar werden. Op 24 Juni 1929 werd, nadat een vrij sterke rookontwikkeling van de vlakte uit was waargenomen, een bezoek aan den krater gebracht.

Bij aankomst op den rand bleek, dat er een nieuw kratertje was ontstaan aan de oostzijde van den centralen kegel (fig. 19), waarin een vrij hevige dampontwikkeling plaats vond. In de omgeving van den vulkaan werden in die dagen geen aschregens gesignaleerd en de omtrek van het nieuwe kratertje vertoonde geen spoor van nieuw materiaal. Toch moest worden aangenomen, gezien de hevige dampontwikkeling, dat er een of meer explosies, gevolgd door verzakkingen, tusschen de bezoeken van Maart en Juni 1929 hadden plaats gehad.

Om bijzonderheden hierover te verkrijgen, was een afdaling in den krater noodig. Deze werd op 16 September en volgende dagen langs den noordelijken binnenwand met behulp van touwen geprobeerd. Afgedaald werd tot op 150 meter van den bodem. Deze werd echter niet bereikt (Lit. 16). Bij mijn bezoek in 1932 waren genoemde verzakkingen nog duidelijk te zien (fig. 20).

Na de kleine eruptie werd, bij het bezoek in September 1929, geen gloed meer in spleten van den centralen kegel waargenomen. Steeds echter zag men van de vlakte uit bij helder weer een enorme semi-permanente dampwolk boven de Raoengtop, welke 's morgens vroeg, van het westen uit gezien, de donkere kleur van lavastofwolken aannam. Aangezien de top reeds vroeg in regenwolken was gehuld, was het moeilijk zich een idee te vormen, van wat er plaats had. Meermalen werden hierdoor in de couranten berichten omtrent verhoogde werking geinspireerd, terwijl menige vergeefsche tocht werd ondernomen. Steeds bleek bij aankomst dat er geen veranderingen hadden plaats gehad sinds vorige bezoeken.

Daar zich dit verschijnsel met groote onregelmatigheid in de overgangsperiodeen tusschen natte en droge moesson vertoonde, gaf het aanleiding tot een vierdaagsche observatie van 29 Mei tot en met 1 Juni 1931.

Opgeteekend werden om de twee uur: de atmosferische druk, de temperatuur en het vochtgehalte der lucht, alsmede het gedrag van de wolk. Hoewel de temperatuur der fumarolen zelf niet gemeten kon worden, geeft bijgaande grafiek (fig. 21) een beeld van de

variaties welke uitsluitend afhankelijk bleken te zijn van het vochtgehalte der lucht.

Fig. 20.
Verzakkingsspleten langs de randen van het in 1929 ontstane kratertje. (2 Juli 1932).

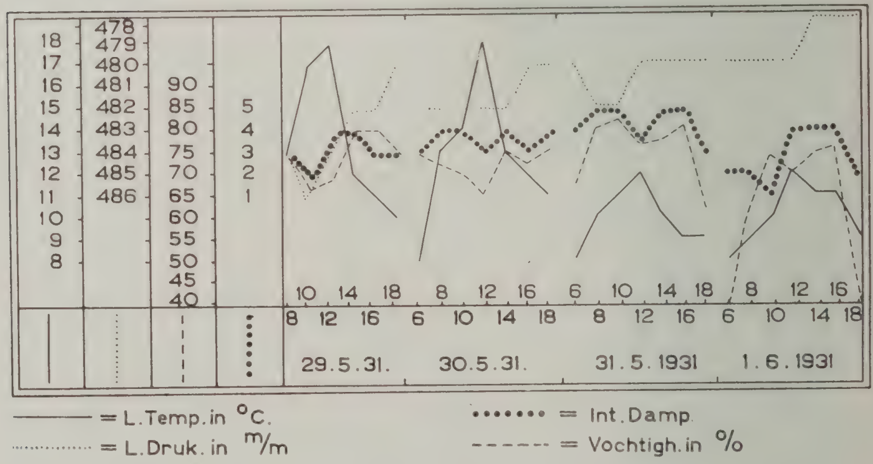


Fig. 21.

Bij droog weer waren de dampen ijl en blauw van kleur, terwijl bij vochtige atmosfeer de dampen onmiddellijk boven den krater condenseerden en dichte witte wolken vormden. Dit verschijnsel is reeds van verschillende vulkanen (Papandajan, Stromboli) bekend.

Fig. 22.

De centrale kegel van den oostelijken kraterrand uit gezien (15 Mei 1932).

Aspect van den Middenkegel in 1932 en 1933.

Als men voor het eerst den bodem bereikt, komende van het oosten, biedt het uitzicht op den centralen kegel een zeer fraai schouwspel aan (fig.. 11 en 12).

Het gemakkelijkst is hij van de SE zijde te beklimmen; men passeert dan de verschillende ringwallen, overblijfselen van oudere kraters waarvan de meesten nog verhoogde temperatuur bezitten.

Op de eerste meest oostelijke ringwal, welke zich tot op ± 20 meter boven den caldeirabodem bevindt, werd in 1933 buiten het bereik van vallende steenen gekampeerd.

De aanwezigheid van warme plaatsen in de nabijheid (fum. 3) was van groot voordeel. Door eenvoudig een gat te graven had men warme kookplaatsen. Voor transport van brandstof behoefde dus niet gezorgd te worden.

De koelies maakten eveneens gebruik van de omstandigheid dat de bodem overal een hooge temperatuur vertoonde; zij verbrokkelden de korst, waardoor de atmosfeer in hun tent op temperatuur gehouden werd.

Van de kampeerplaats is de hoogste ringwal in tien à vijftien minuten te bereiken. Hij vertoont een komvormige depressie, waarin zich in den regentijd een poel bevindt (fig. 23). Ook hier is samen-

Fig. 23.

Top van de centrale kegel, van den oostelijken ringwal gezien. (17 Juni 1932).

kitting der bovenste aschlagen oorzaak der impermeabiliteit. Vrijwel alle hellingen van den middenkegel zijn met deze korst, welke meestal onder den voet breekt, bedekt. De erosie heeft, in de jaren welke op de laatste eruptie volgden, weinig invloed uitgeoefend op den uiterlijken vorm van den centralen kegel.

Bij regenachtig weer ontweken in 1933 over de geheele oppervlakte van den middenkegel dampen en bij meting bleek, dat hij vrijwel in zijn geheel nog onder thermischen invloed stond. De temperaturen varieerden van 50° tot 90° C. (buitenhellingen).

De elliptisch gevormde middenkegel, waarvan de lange as SSE—NNW is gericht, bevindt zich iets oostelijk van het centrum van den caldeirabodem.

Het hoogste punt van den oostelijken kraterrand verheft zich 90 m, de NW 62 m boven den oostelijken caldeirabodem. De kraterrand meet 270 m N—S en 208 m E—W. Het aspect der binnenwanden verschilt door het materiaal waaruit de centrale kegel door de verschillende erupties is opgebouwd.

Op de noordzijde helt de binnenwand over een korte afstand 45°, om daarna loodrecht tot de vrij vlakke ruimte, die den kraterbodem vormt, af te dalen. Deze binnenwand is niet uitsluitend uit losse producten opgebouwd, doch vertoont in het westelijke gedeelte een lavaprop.

Aan de E zijde, tusschen den hoofdkrater en het in 1929 gevormde kratertje, is een smalle rug, bezet met een reeks van dampende solfataren. Aan de SE zijde zijn eveneens overblijfselen van een prop zichtbaar; de wand is hier nagenoeg loodrecht.

De zuidelijke binnenzijde vertoont een door twee ruggen begrensden trechter, welke met een helling van ongeveer 45° naar den vrij vlakken, hier en daar met blokken bezaaiden, bodem afdaalt. Hierlangs werd tweemaal in 1932 en 1933 getracht af te dalen, doch de pogingen moesten, vanwege de zeer hinderlijke gassen, welke zelfs niet met gasmaskers waren te weerstaan, opgegeven worden.

Deze gassen hadden hun oorsprong in een tweetal trechters. De voornaamste bevond zich aan den voet van den oostelijken wand. In 1932 bezat hij slechts een middellijn van 3 m. Enkele kleine explosies tusschen het eerste en tweede bezoek (1933) vergrootten hem tot een trechter van 10 m middellijn. In de onmiddellijke omgeving lag het uitgeworpen materiaal.

Uit dezen trechter ontweken, met sterker of zwakker geloei, de blauwgrijze dampen, welke bij vochtige atmospheer op zekere hoogte de witte wolk vormden, welke in de omgeving de aandacht op den Gg. Raoeng vestigde.

Op 11 December 1933 hoorde de opnemer Sroehadi, die zich in het kamp op den bodem der caldeira bevond, 's morgens om 7 uur een ontploffing. Na den kegel te hebben beklommen, zag hij, dat van de trechterwanden losgerukte steenen tot op geringe hoogte door de gassen werden opgeworpen, welke met groote snelheid en zwaar geruisch uit het trechtertje opstegen. Dit duurde slechts een kwartier. De asch werd door den heerschenden regen als modder neergeslagen en in de naaste omgeving van den middenkegel afgezet.

Een tweede put, waaruit eveneens dampen ontweken, bevond zich in het zuidwestelijk deel van den kraterbodem. Deze was kleiner van omvang en heeft tusschen 1932 en 1933 geen veranderingen ondergaan.

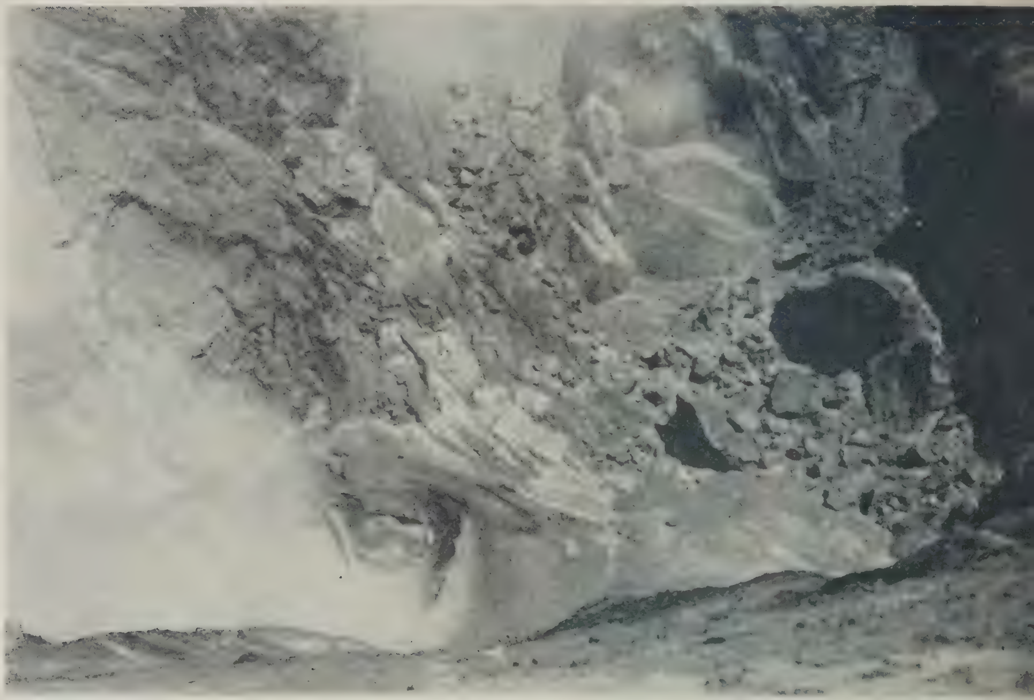


Fig. 24.

Kraterbodem van den middenkegel van den noordrand gezien. Links den oostelijken trechter. (3 Augustus 1933).

Niet ver van deze put verwijderd, bevond zich in SW richting, ongeveer 50 meter hooger, boven in een met 45° hellende puinmassa, een derde explosiegat, met een diameter van 2 × 2 m.

De bodem van den krater bevond zich op 78 m onder den oosttop en 50 m onder den noordrand van den centralen kegel. De vermoedelijk door dichtspoeling der in 1927 werkzame trechters gevormde vlakke kraterbodem bezit een diameter van oost naar west van ruim 130 m en van noord naar zuid van 110 m.

De fumarolen van den middenkegel.

Op en nabij den hoogsten ringwal trof men aan de oostzijde eenige fumarolen aan. In 1932 bedroeg de gemiddelde temperatuur 89.5°, in 1933 91.5° C (No. 75 en 76). No. 73 en 74 in beide jaren een gemiddelde temperatuur van 90° C.

Bij den hoogsten top aan de oostzijde waren in spleten fumarolen werkzaam. In 1932 werd in No. 79 en 80 resp. 109° en 128° C gemeten in 1933: 159° en 92° C.

Wanneer men den kraterwand rondtrok, vielen verschillende radiale verzakkingen, zoowel in binnen- als buitenhelling, op. In 1933 bleken aan de zuid- en noordzijde enkele zwakke fumarolen werkzaam te zijn, welke in 1932 niet waren opgemerkt (No. 93, zuidzijde: 93° C; No. 94 en 95 aan de noordzijde, beiden 73° C).

Behalve de reeds gemelde fumarolen langs den graat tusschen den grooten en den in 1929 gevormden kleinen krater, bevonden zich langs de binnenhellingen vrijwel overal solfataren. Omtrent de temperaturen van deze solfataren konden noch in 1932 noch in 1933 gegevens verzameld worden: de hinderlijke dampen afkomstig uit de twee trechters beletten dit.

Eindelijk kwamen nog solfataren op den noord-oostrand van den middenkegel voor, Nrs. 67—72 en No. 96. In 1932 was de gemiddelde temperatuur 86.6° C, in 1933: 80.6° C.

V. DE GESTEENTEN VAN DEN Gg RAOENG.

De gesteenten, welke aan den opbouw van den Gg. Raoeng hebben bijgedragen, zijn slecht bekend. Wel is men in het bezit van eenige korte gesteentenbeschrijvingen. Dr. Brouwer verzamelde in 1913 en onderzocht petrografisch eenige gesteentenmonsters van de noordelijke vulkaanhelling. Ook Dr. Kemmerling (Litt. 4, Bijlage I, XI) beschreef enkele gesteenten van den Gg. Raoeng, zoodat men een denkbeeld over den aard van de gesteenten van deze vulkaan kreeg. Er bestaan verder nog 3 analyses van aschmonsters, verzameld tijdens de erupties van 1864, 1913 en 1927. Aschanalyses echter, geven in het algemeen geen goed beeld van de magmasoort, door de vermenging welke asch ondergaat in de kraterpijp, waardoor jong en oud materiaal niet zijn te onderscheiden. Dit blijkt duidelijk als men een vergelijking tusschen bovengenoemde analyses maakt: sterke afwijkingen in chemische samenstelling der magmatypen in betrekkelijk korten tijd. Volgens Niggli's tabellen uitgerekend, wisselen zij tusschen gabbrodioritisch (1864), peléeitisch (1913) en normaal dioritisch magma (1927).

Zoo moest tot nog toe een volledig gesteente-onderzoek achterwege blijven.

In 1932 en 1933 werden van den Gg. Raoeng ca 60 gesteentemonsters ten deele langs het pad, dat van den oosttop tot op den bodem van de caldeira voert, verzameld. Voorts van de lage gedeelten van den caldeirawand, van intrusies in den caldeirawand, van lavastroomen welke op den bodem voorkomen, alsmede van eruptieproducten van de eruptie van 1927.

Het is aan Mej. C. Koomans, die de moeite van de bewerking van het gesteentemateriaal op zich heeft genomen en binnenkort hierover haar bevindingen in de Leidsche Geologische Mededeelingen zal publiceeren, te danken, als aan een langdurige leemte een eind wordt gemaakt.

VI. RÉSUMÉ.

Le Mont Raoeng, qui possède une altitude de 3330 m de hauteur, est le volcan le plus à l'est et le plus jeune d'un complexe volcanique de l'est de Java, comprenant en tout quatre cratères dirigés nordest—sudouest (fig. 3). C'est le dernier qui donne encore aujourd'hui signe de vie.

D'après les indications que nous donnent les couches des parois est, nord et surtout ouest, le cratère du Raoeng fût construit sur le flanc est du Mt Wates (fig. 5), puis transformé en caldeira, dont le fond mesure 2100 × 1700 m de diamètre et se trouve à une moyenne de 500 mètres sous les bords supérieurs du volcan (fig. 1, 2). Les parois forment des pentes intérieures dépassant parfois 65° (fig. 6), sauf dans les parties basses, ou l'on trouve des cônes de déjection qui atteignent environ 45°.

Le fait qu'on ne retrouve pas dans les parties du sommet le materiel provenant de la grande éruption qui a donné à la caldeira son aspect actuel, ne constitue pas une preuve d'effondrement. Prenant comme exemple l'éruption du Vésuve de 1906 et supposant que des matières rejetées qui représentent un volume de 2.3 km^3 aient été répandues sur un rayon de 15 km, elles auraient constitué une couche de débris ne dépassant pas 10 m d'épaisseur sur le sommet actuel. Cette couche à très bien pu être entrainée par une érosion ultérieure. La présence de tufs épais retrouvés en certains points au pied du volcan confirment cette hypothèse.

La présence de basaltes dans les parties inférieures des parois, contrairement aux andésites dont est constituté le sommet, conduisent à présumer que le problème de la formation de caldeira's se rattache à une phase de vieillesse du volcan.

Presqu'au centre de la caldeira, s'élève un cône dû aux éruptions des 30 dernières années (1902—04, 13, 15, 17, 21, 24, 27, 29, 32—33). (Fig. 11, 12, 13, 18, 19, 22).

Le fond de la caldeira du Mt Raoeng est moins plat qu'il ne semble de prime abord. Des laves, issues du cône central et des fissures du fond de la caldeira, ont recouvert et surélevé les parties NE, N et NW, laissant quelques espaces libres à l'E, au S et au NW.

Les parties les plus basses du fond forment des bassins (fig. 1, 2) qui s'emplissent d'eau de pluie pendant la saison humide. Les mares qui en résultent, sont diversement colorées, suivant le matériel que l'eau entraine et garde en suspension.

Les pentes du cône central et les petites collines, débris de cônes antérieurs, sont recouvertes de croûtes formées par cimentation des couches de cendres, grâce à la présence de gaz (fig. 23).

Les petits édifices de 2 à 4 mètres de hauteur que l'on trouve dans

la partie ouest de la caldeira, ont une ressemblance parfaite avec ceux apparus sur des fissures dans l'atrio du Vesuve, et décrits par PERRET (fig. 10).

Les fumerolles de la plaine à l'est, au nord et à l'ouest, possèdent une température moyenne de 79.4° C, tandis que celles de la périphérie ont une température variant de 78 à 92° C. Comme produits de sublimation, on y trouve du soufre, du gypse et du chlorure de fer.

Le cône central, haut actuellement de 90 mètres, s'est déplacé au cours des éruptions successives dans la direction NNW (fig. 11, 12), laissant en arrière les traces de cônes antérieurs. Il a produit principalement des déjections solides, mais il y eut aussi, notamment en 1924, des coulées de lave. Certaines coulées de lave, surtout dans la partie NNW, ont trouvé leur issue par plusieurs ouvertures du fond même de la caldeira. La température des fumerolles de ces coulées, variait en 1932/33 de 70 à 80° C.

Au début du mois d'août 1927, il y eut une éruption qui dura jusqu'à fin octobre. Elle avait son origine dans le cône central, qui passa par une série de transformations (fig. 15). Blocs, bombes, scories incandescantes et lapillis furent lancés jusqu'à 500 mètres de hauteur et retombèrent dans le grand cirque de la caldeira. Des lapillis dépassèrent ses bords supérieurs, principalement pendant la deuxième periode de l'éruption. Les cendres tombèrent à plus de 50 km de distance du volcan.

Les données obtenues pendant cette éruption et l'examen des rapports rédigés par le personnel du Service Vulcanologique, soulignent cette constatation des vulcanologues, MM. PERRET et NEUMANN VAN PADANG pour d'autres volcans: que le paroxysme n'a généralement pas lieu au début (fig. 16).

L'on peut distinguer 3 phases bien distinctes. Pour le Mont Raoeng, la première fut constituée d'explosions espacées à raison de 20 par heure, la majeure partie des matériaux rejetés étant composée surtout d'anciens blocs de lave arrachés aux flancs et à la cheminée du volcan. La seconde phase se discerna par des explosions plus rapprochées (60 à 70 à l'heure) au cours du 7 et du 8 septembre avec de fortes émissions gazeuses, tandis que la troisième et dernière phase se traduisit surtout par le rejet de cendres en quantité considérable.

Les trois phases correspondent à une différente répartition des gaz dans le magma (fig. 17).

Après 1927, pendant de longs mois, une colonne intermittente de vapeurs s'éleva dans l'air, faisant parfois conjecturer, de la plaine, à un nouveau réveil du volcan. Le cône central présentait sur les versants intérieurs plusieurs fissures rougeoiantes, signe que le magma était encore très rapproché de la surface. En 1929, apparut à l'est un petit cratère d'explosion qui s'agrandit par effondrement des bords (fig. 19).

Les vapeurs étaient dûes principalement à la présence de gaz à température élevée, qui se condensaient à une certaine hauteur par temps humide (fig. 21). En temps de sécheresse les vapeurs étaient presque nulles.

De 1932 à 1933 le volcan était, à quelques exceptions près, dans la phase de repos. De nombreuses fumerolles développaient leurs volutes de fumée sur les pentes intérieures du cône central. Il n'a pas été pos-

sible d'obtenir de données sur les températures à l'intérieur du cône, à cause des vigoureux échappements de gaz (SO_2) qui empêchaient d'y descendre, même armé d'un masque. Ces vapeurs avaient leur origine dans un petit cratère d'explosion situé dans la partie est du fond plat (fig. 24). Ce dernièr à subi en 1932—33 quelques déformations à la suite d'une faible activité.

Les 60 échantillons de roches du Mt Raoeng appartiennent à l'ancien volcan, aux intrusions de magma dans les parois de la caldeira, aux coulées de lave du fond et aux produits de l'éruption de 1927. Ils font l'objet d'une étude pétrographique et chimique détaillée, dont les résultats paraîtront prochainement.

LITTERATUURLIJST.

1. F. JUNGHUHN. Java, deszelfs gedaante, bekleeding en inwendige bouw. Amsterdam, P. N. v. Kampen, 1850, p. 887—916.
2. C. J. BOSCH. Uitbarstingen van den vulc. Idjen en Raoeng. Tijdschrift v. Ind. Taal-, Land- en Volkenkunde, Deel VII, 1858, p. 279—286.
3. R. D. M. VERBEEK en R. FENNEMA. Geologische beschrijving van Java en Madoera. Amsterdam, 1896, I, p. 92—95 en 97—98.
4. G. L. L. KEMMERLING. De geologie en geomorphologie van den Idjen, p. 26—27, 45, 76—78, 109.
5. H. A. BROUWER. De Raoeng en zijne erupties. Jaarboek van het Mijnwezen in Ned. O. Ind., 1915, 42e jaargang, Handelingen, p. 51.
6. N. J. M. TAVERNE. Vulkaanstudiën op Java. Vulkanologische Mededeelingen No .7 Dienst van den Mijnbouw in Nederl. Indië, 1926, p. 56—60.
7. B. G. ESCHER. Vesuvius, the Tengger mountains and the problem of caldeira. Leidsche Geol. Meded., Dl. II, afl. 2 (1927), p. 51—88.
8. C. A. VAN DEN BOSCH. De Caldeiravorming. Nat. Tijdschr. Ned. Ind., Deel XC, Aflevering 1, 1930, p. 53.
9. F. A. PERRET. The Vesuvius Eruption of 1906. Study of a Volcanic Cycle. Carnegie Institution of Washington. Publication No. 339, July 1924, p. 89.
10. N. J. M. TAVERNE. Vulkanologische Berichten. Natuurk. Tijdschrift voor Ned. Indië, Deel LXXXIV, Afl. 1, 1924, p. 50.
11. FR. SIGNORE. Cinq ans d'observations à la „Solfatara dell'Atrio del Cavallo''. Bulletin Vulcanologique, 7e année, Nos. 23 à 26, Mars 1934, p. 15.
12. G. L. L. KEMMERLING. Vulkanologische Berichten. Natuurk. Tijdschrift voor Ned. Indië, Deel LXXXI, 1921, p. 57.
13. N. J. M. TAVERNE. Vulkanologische Berichten. Natuurk. Tijdschrift voor Ned. Indië, Deel LXXXV, Afl. 2, 1925, p. 163.
14. M. NEUMANN VAN PADANG. Die Beziehungen zwischen Anfang und grösster Kraftentfaltung eines Vulkanischen Ausbruches. 6e Nederl. Ind. Natuurwetensch. Congres 22—26 Sept. 1931. Bandoeng, p. 670—679.
15. M. NEUMANN VAN PADANG. Het verloop van de temperaturen voor en na een vulkanische uitbarsting en het bestaan van een voor- en hoofderuptie in het bijzonder toegelicht aan de hand van de Slamatuitbarsting 1932 (m. 4 figuren en 4 eigen opnamen). De Mijningenieur No. 6, Juni 1933, p. 101—115.
16. J. J. RICHARD. Van drie afdalingen in den Gg. Raoengkrater. Meded. No. 7 Ned. Ind. Ver. v. Bergsport, September 1932.

ÜBER DAS PERM DER SÜDALPEN

VON

J. J. DOZY.

INHALT.

I. Einleitung 42

II. Die praetriassischen Ablagerungen der Bergamasker Alpen und des Luganer Gebietes 43

a. Die Basalkonglomerate 43

b. Die unterpermischen Sedimentationsverhältnisse 44

c. Verschiedene Formen von konglomeratischen Tuffen. Die Verrucano-Frage 44

III. Die praetriassischen Ablagerungen östlich der Bergamasker Alpen 49

a. Val Trompia 49

b. Daone 51

c. Umgebung von Garda und Rino in der Val Camonica . . 52

d. Trento, Val Sugana, Cima d'Asta 53

e. Nonsberg, Mendel 53

f. Bozener Porphyrgebiet 54

IV. Zusammenfassung 56

V. Literatur 60

I. EINLEITUNG.

Die Perm-Stratigraphie der Bergamasker Alpen und der angrenzenden Gebiete ist noch immer eine umstrittene. Schon ältere Forscher haben eine Zweiteilung der Schichten, die wir jetzt zum Perm rechnen, angenommen. SALOMON hat diese Gliederung in der Adamellogruppe nicht erkannt, und PORRO glaubt ebenfalls es handle sich in den Orobischen Alpen nur um Faziesschwankungen. Nachdem JONG zum ersten Male auf die stratigraphische Zweiteilung einen Schuppenbau begründet hat, wird die Frage wichtiger, und werden mittels der Stratigraphie die tektonischen Ansichten der „holländischen Schule'' in den Bergamasker Alpen angezweifelt.

In der Gegend des Pizzo dei Tre Signori, wo die grösste Streitigkeit herrscht, sind die Verhältnisse ziemlich verwickelt: auch JONG hat damals (1928) die terrestrischen konglomeratischen Tuffe nicht vom Verrucano getrennt und so gehört eine abweichende tektonische Interpretation zu den Möglichkeiten. Hoffentlich trägt diese Arbeit dazu bei, mehr Einigkeit in diese Fragen zu bringen.

Es kam mir als eine zweite Aufgabe vor, das Perm der Bergamasker Alpen mit dem der nach E anschliessenden Gebieten zu vergleichen und zu parallelisieren, um die Bergamasker Alpen als Glied zwischen den Luganer und Bozener Porphyren betrachten zu können. Zuletzt waren die sandigen Tuffen der unterpermischen Collioschichten mit dem Grödener Sandstein der Dolomiten verglichen worden, so dass ein eingehenderes Studium angebracht erschien.

Herzlichen Dank schulde ich der Stiftung „*Molengraaff-fonds''*, der es mir möglich machte verschiedene Permfundorte im Felde zu studieren. So besuchte ich Sommer 1932 Collio und die Mte Colombine, die Umgebung von Garda und Rino in der Val Camonica, das Judicariental und das Porphyrgebiet von Bozen. Dabei habe ich die Augen nicht für andere Fragen verschlossen und manches Interessante beobachtet, wofür ich sehr dankbar bin.

Zu herzlichem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. W. J. JONGMANS in Heerlen verpflichtet. Er war so freundlich einige Pflanzenreste vom Mte Colombine bei Collio für mich bestimmen zu wollen

Gerne gedenke ich auch der brieflichen Mitteilungen vom Herrn Dr. Ir. L. VAN HOUTEN, die mich veranlassten vorsichtshalber das Perm der Brentagruppe ausser Betracht zu lassen.

Von den gesammelten Handstücken werden einige Porhyre von Fräulein C. M. KOOMANS analysiert. Sie wird später über die chemischen Verhältnissen berichten.

II. DIE PRAETRIASSISCHEN ABLAGERUNGEN DER BERGAMASKER ALPEN UND DES LUGANER GEBIETES.

a. Die Basalkonglomerate.

Die ersten Ablagerungen über dem Grundgebirge wurden in einer vorigen Arbeit (Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda) ohne nähere Erklärung zum Perm gestellt. PORRO (1903) gab diese Schichten ein möglich karbonisches Alter, weil sie unter den sicher permischen Porphyren liegen. Zwar finden sich bei Manno (Malcantone) karbonische Konglomerate, nach deren Ablagerung vor dem Anfang des Permes wahrscheinlich tektonische Bewegungen (ESCHER 1911, HEIM 1922, II, S. 821) stattgefunden haben, während KELTERBORN (1922) eine konkordante Lage mit dem Perm annimmt. Dennoch hat man oft übersehen, dass PORRO mit Recht darauf verzichtet hat die petrographische Uebereinstimmung dieser Transgressionskonglomerate als Argument zur Altersbestimmung zu benützen.

Sogar in den sehr „aporphyrischen'' Typen der Basalkonglomerate werden Porphyrgerölle gefunden. Sie zeigen, dass kurze Zeit vor oder während der Ablagerung dieser Konglomerate Vulkane gewirkt haben und der Erosion ausgesetzt gewesen sind. Wenn die makroskopische und mikroskopische Aehnlichkeit mit den, wie wir gleich sehen werden, permischen Porphyren nicht genügt ihr Alter zu bestimmen, so wird dies doch durch den gleichen Anorthitgehalt der Plagioklase bewiesen. Wenn wir uns vergegenwärtigen, dass das Relief des Grundgebirges ein ziemlich unregelmässiges gewesen ist (vgl. DOZY, 1935, Kap. VII), so ergibt es sich, dass an einer Stelle Porphyreffusionen stattfinden konnten, während an einer andern Stelle noch Basalkonglomerate abgelagert wurden. Diese brauchen also nicht älter zu sein als die Porphyre, weshalb ich den Namen „conglomerati aporphyrici'' von PORRO (1903) habe fallen lassen. Nur für die Basalkonglomerate des 1. Typus (DOZY, 1935) möchte ich eine Ausnahme machen. Die roten Konglomerate und Sandsteine liegen im Fenster von Lago Rotondo—Pian' del Asino auch wirklich unter den Porphyren. Solange keine direkte Altersbestimmung durch Fossilfunde möglich ist, möchte ich auch diese als unterpermische Transgressionskonglomerate auffassen.

Im Westen sind die Basalkonglomerate mit den zu Unrecht „Verrucano'' genannten Konglomeraten zu vergleichen, die SENN (1923) von Poncia (L. di Lugano) zwischen Grundgebirge und Porphyr beschreibt, und mit den basalen Tuffiten aus dem Porphyrgebiet von Lugano (DE SITTER, DOEGLAS, u. a.).

b. Die unterpermischen Sedimentationsverhältnisse.

Die verbreitetste Fazies des unteren Permes ist die pelitische (Collio- oder Caronaschiefer). Auch psammitische Gesteine sind verbreitet; in der Umgebung des Mte Aga und des Pzo del Diavolo kommen sie meist an der Basis über den Basalkonglomeraten vor, ausnahmsweise auch in höheren Horizonten (Mte Grabiasca Südhang). Nach Osten treten Psammiten mehr in den Vordergrund.

Die normale Sedimentation hat mit Konglomeraten angefangen, die mittels sandiger Ablagerungen zu Tonen überleitete. Tief wird dieses Meer nicht gewesen sein; am besten können wir uns ein Wattenmeer vorstellen, mit manchmal trockenfallenden Bänken, zwischen denen das Wasser in den Prielen strömte (Wellenfurchen, durch strömendes Wasser verursacht, Trockenrisse, fossile Regentropfchen). Die dünne Schichtung wird oft durch ein primäres Transgressionskonglomerat desselben tonigen Materials unterbrochen: die Schlammbänke fielen trocken, kamen über den Wasserspiegel, trockneten aus und wurden durch die sich versetzenden Priele oder durch das Meer zerstückelt und überflutet.

In diesem Wattenmeer fand sich eine Vulkanreihe. Gleich nach einem Porphyrerguss, der sich vielleicht ganz oder nur teilweise unter Wasser ereignete, fiel der Vulkan der Erosion anheim; Mäntel von Porphyr- und Tuffgeröllen verbreiteten sich rings um die Porphyrmasse. Wo diese Abbruchprodukte untermeerisch sedimentierten, entstand eine deutliche Schichtung. Die Aschen entfernten sich weiter vom Eruptionspunkt. Sie fielen zwischen die sich zu gleicher Zeit ablagernden Sedimente, in den Schlamm, in den Sand oder zwischen die Gerölle an der Küste, wo sie vielleicht noch zusammenspülten. Die Konglomeratgemische, die so entstehen können, werden wir näher betrachten. Sie bilden die Ursache vieler Verwechslung.

Die „Porphyrserie'' und die „basalen Tuffoide'' der früheren Leidener Geologen habe ich in einer vorigen Arbeit (1935) als stratigraphische Horizonte aufgehoben.

c. Verschiedene Formen von konglomeratischen Tuffen. Die Verrucano-Frage.

Die Abbruchprodukte eines Vulkanes können zusammen mit vulkanischer Asche abgelagert werden: sie bilden den idealen Fall eines konglomeratischen Tuffes. Porphyrgerölle können in eine pelitische oder psammitische Umgebung geraten. Auch dann werden sie noch keinen Anlass zur Verwechslung geben. Anders ist es, wenn sich an einer Stelle Porphyr- und Grundgebirgsgerölle zusammenfinden, wie dies in der Nähe der Küste der Fall sein wird. Das Produkt kann man entweder als Basalkonglomerat, oder als konglomeratischen Tuff auffassen. In der Valle du Videl und in der Valle Caronno sind solche Gesteine häufig. Sie bilden den Uebergang zum 3. Typus der Basalkonglomerate (Dozy 1935). Im W. der Bergamasker Alpen fand die Transgression später statt als im E., was auch aus der Tatsache folgt, dass die Porphyre und Tuffe sich im W. vorzugsweise an der Basis der permischen Ab-

lagerungen („Porphyrserie!") finden. Es bildet die Ursache, dass im W. nie „aporphyrische" Konglomerate beobachtet wurden. Blöcke mit einer gemischten Fazies fand ich z. B. in der oberen Val Mora, und es ist nicht ausgeschlossen, dass die früheren Geologen sie als Verrucano aufgefasst haben.

Einen zweiten Uebergang bilden die konglomeratischen Tuffen zum Verrucano. Wir wissen, dass die Transgression des unterpermischen Meeres nicht weiter nach W. reicht als bis zum Pzo Varrone (Pzo Tre Signori-Gruppe, CROMMELIN 1932).

Die Vulkanreihe, die wir in den Brembotälern und im Seriotal im Meere finden, setzt sich nach W. auf dem Lande fort. Dies beweisen die Porphyre, die CROMMELIN und BUNING beschreiben und die Luganer Porphyre. Auch diese bildeten ihre Schutt- und Geröllmassen, die nicht mehr gut geschichtet zu sein brauchen, weil sie terrestrisch abgelagert sind. Selbstverständlich wird die Grenze dieser Porphyrkonglomerate mit dem oberpermischen Verrucano keine so scharfe wie sonst. Beide sind hier ja terrestrische Bildungen, und der Unterschied ist nur die Klimaänderung, die mit dem oberen Perm anfing.

Solche terrestrischen konglomeratischen Tuffe sind im Nordhang der Cima Camisolo und am Lago del Sasso zu finden. Die Beschreibung CROMMELINS (1932) zeigt, dass sie vollkommen mit unseren unterpermischen Konglomeraten übereinstimmen. Auf S. 440 schreibt er: „...... La roche n'a nulle part la couleur rouge-brune caractéristique „du Verrucano, mais elle est généralement brune-violette sur les surfaces „fraîches et grise-verte sur les surfaces délavées. Les enclaves sont „en grande partie formées de porphyrite violacée, qui présente une „analogie minéralogique avec le tuf porphyritique près de Bocchetta „di Foppabona."

Von hier beschreibt er Tuffe, die er zur Porhyrserie rechnet und von den er annimmt, dass sie einen Schlot füllen. Er erwähnt weiter, dass auch Grundgebirgskomponente vorkommen: neben den Vulkanen war auch das Grundgebirge der Erosion ausgesetzt. Er erklärt diese Konglomerate, die er mit dem Verrucano zusammenfasst, durch Faziesschwankungen. Die dunkelroten terrestrischen Konglomerate und Sandsteine des Oberpermes finden sich so charakteristisch über ein so ausgedehntes Gebiet, dass Unterbrechungen des Wüstenklimas in dieser Gegend sehr unwahrscheinlich sind. Auf S. 441 schreibt er aber anlässlich ähnlicher Konglomerate, die mit echtem Verrucano abwechseln: „Il „me semble probable qu'au temps où la mer permienne transgressa à „l'Est en déposant les couches de Collio, les terres à l'Ouest doivent „s'être trouvée longtemps encore au dessus de l'eau et le conglomérat „doit s'être formé. En effet, dans mon terrain le conglomérat du „Verrucano se trouve immédiatement sur le porphyre ou sur le „substratum."

Hieraus ergibt sich, dass CROMMELIN seinen Verrucano schon während des Unterperms ablagern lässt. Er stellt also terrestrische Porphyrkonglomerate als „Verrucano" gegenüber marine Collio-ablagerungen. Man trennt so zwei Fazies, die in der Umgebung des Pizzo Tre Signori gar keine stratigraphische Bedeutung haben.

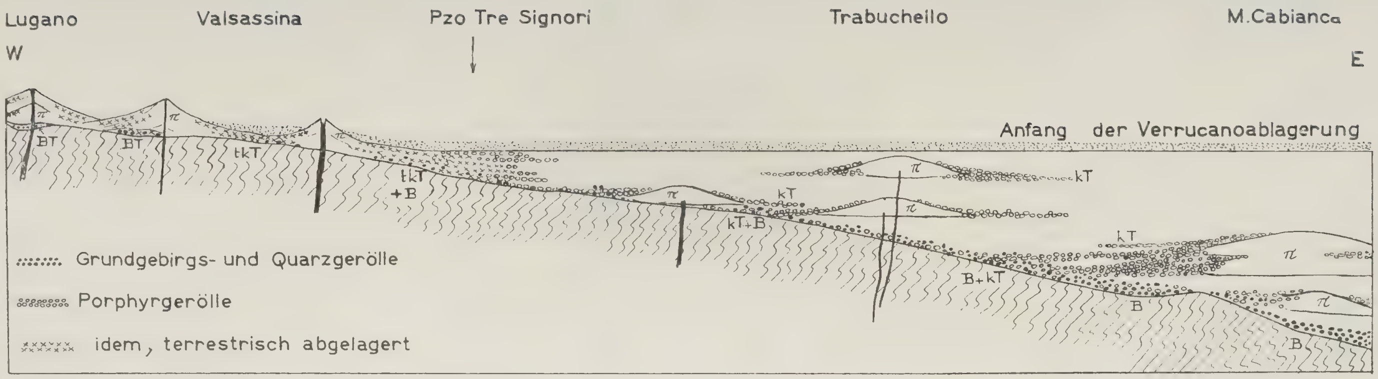
Während des Unterperms herrscht eine vulkanische Tätigkeit. Die Porphyrergüsse und Tuffe werden im Osten vertikal durch die ununterbrochene Sedimentation getrennt. Desto mehr wir nach W. gehen desto später findet die Transgression statt und desto mehr Porphyre und Tuffe kommen an der Basis der permischen Sedimente vor. Schliesslich finden wir die Vulkane an der Küste, ausserhalb des vom Meere überfluteten Gebietes. Es ist verständlich, dass da die Gerölle und der Schutt der Vulkane seitwärts in marinen Sandsteine und Tone übergehen und zum Teil damit vermischt sind. (Siehe Fig. 1). Wenn wir bedenken, dass, wie oben gezeigt wurde, Crommelin (1932) und Porro (1933) die terrestrischen unterpermischen Porphyrkonglomerate „Verrucano" nennen, so ist es einleuchtend, dass Porro (1933), wo er laterale Uebergänge des einen ins andere beschreibt, gar keine unerwartete Tatsache mitteilt. Er hat damit auch nicht bewiesen, dass der oberpermische Verrucano nicht besteht, oder dass diese Gesteinsserie als Faziesschwankungen der Collioschichten aufzufassen sind.

Zur Erläuterung gibt Porro (1933) eine Skizze des Südwandes vom Pzo Tre Signori (Siehe Fig. 2). 4′ und 5 sind Porphyrkonglomerate. Sie gehen in die teilweise eingelagerten marinen Ablagerungen 4 und 5′ (Prato della Secchia, Bta Piazzo) über. Darunter liegen normale Collioschichten (6). Die Fortsetzung dieser Konglomeratbank, die man zwischen Rifugio Grassi und Casera del Sasso bis in die obere Hälfte des Val Biandino Abhanges passiert, sind bestimmt mit unseren konglomeratischen Tuffen zu vergleichen. Die „conglomerati sottostanti al Servino" (3) gehören wahrscheinlich erst zum oberpermischen Verrucano.

Wir haben bis jetzt immer angenommen, dass der Verrucano terrestrisch abgelagert worden ist. Nur Tromp (1932) ist nicht dieser Ansicht. Er meint, die grosse Mächtigkeit und die Tatsache, dass der Verrucano in der Umgebung von Lugano fehlt, spreche gegen eine Wüstenbildung. Meines Erachtens spricht das unregelmässige Vorkommen gerade für eine terrestrische Ablagerung: ein Fehlen in den höheren Gebieten und eine Anhäufung im gerade trockengefallenen Wattengebiete des Colliomeeres. Beweisend für die terrestrische Verwitterung ist der dicke rote Verwitterungskrust, der die Porphyrgerölle zeigen, wenn der Kern die ursprüngliche blassgrüne Farbe noch verrät. Dass die Komponenten oft sehr wenig gerundet sein sollten, meine ich in Abrede stellen zu müssen.

Tromp fasst den Verrucano als Transgressionskonglomerat auf; ich kann ihm nicht beipflichten, da das Gebiet schon vom Meere bedeckt war und keine Sedimentationslücke zu beobachten ist. Wir beobachten eine bald ziemlich scharfe, bald allmähliche Uebergang. Die Collioschichten zeigen kurz unter dem Verrucano bisweilen schon wenige rote Einschaltungen (S.W.-Hang des Pizzo Farno. — Schöne Aufschlüsse dieser Grenze beobachtet man auch in der N.W.-Flanke des Mte Spondone im Becken der Laghi Gemelli). Es ist auffallend, dass oberhalb dieser Grenze plötzlich Quarzgerölle vorkommen. Die Komponenten müssen also vom Festland zugeführt worden sein.

Wir müssen also annehmen, dass sich während des Oberpermes eine



Figur 1.

Schematisches Profil durch die Gegend zwischen dem Porphyrgebiet von Lugano und der Umgebung des Pzo del Diavolo di Tenda während dem Anfang des Oberperms.

BT = Basale Tuffite, B = Basalkonglomerate, kT = Konglomeratische Tuffe, tkT = Terrestrische konglomeratische Tuffe, B + kT = Basalkonglomerat mit vielen eingelagerten Porphyrkomponenten. kT + B = Konglomeratische Tuffe mit wenigen Grundgebirgskomponenten. π = Porphyr.

Figur 2.

(PORRO 1933, Disegno N. 1.)

wüstenartige Geröll- und Sandebene am Rande des alten hercynischen Gebirges über den Flachseesedimenten ablagerte. Das Material muss durch wilde, unregelmässig strömende Flüsse, teilweise vom Grundgebirge, teilweise von den Vulkanen auf dem Festlande oder von solchen, die noch aus den unterpermischen Ablagerungen aufragten, herbeigeschafft worden sein.

Tromp will die Namen der Collioserie (unteres Perm) und des Verrucano (oberes Perm) durch Gehrener Fazies und Tambacher Fazies ersetzen. Es ist nicht nur überflüssig, sondern auch grundsetzlich falsch diese Namen, die im Perm von Thüringen an sehr bestimmten Horizonten und zwar am untersten Unterrotliegenden und am Oberrotliegenden verknüpft sind, einem Gebiete zu entnehmen, über dessen stratigraphischen Zusammenhang mit den Südalpen wir nichts Bestimmtes wissen.

III. DIE PRAETRIASSISCHEN ABLAGERUNGEN ÖSTLICH DER BERGAMASKER ALPEN.

a. Val Trompia.

Wenn wir den Blick nach Osten wenden, fällt er zuerst auf den klassischen Permfundort des Monte Colombine unweit Collio.

Wir haben es hier mit einer schwach N. fallenden Kristallinscholle zu tun, die eine mächtige Permbedeckung führt. Diese setzt sich nach W. fort bis N.W. Darfo am Ausgang der Valle di Scalve, wo sie unter mesozoischen Schichten untertaucht und direkt an den Bergamasker Alpen anschliesst.

Schon aus den Beschreibungen von Suess (1869) und Gümbel (1880) gewinnt man den Eindruck, dass es sich am Mte Colombine um ähnliche Gesteine handelt als die sog. Collioserie der Bergamasker Alpen. Im Felde bestätigt sich dies. Es genügt nach der Profiltafel von Suess (1869) oder nach Fig. 22, S. 653, Ampferer und Hammer (1911) zu verweisen und zu erwähnen, was ich von unten nach oben beobachtete.

Gipfel des Mte. Colombine.

Verrucano	10.	Grobe Konglomerate mit vielen Grundgebirgsgeröllen (1 dm. und grösser) in einer roten Zwischenmasse, abwechselnd mit feinen roten Konglomeraten oder grobkörnigen Sandsteinen. In beiden kommen typische dunkelrote Porphyrgerölle vor.
	9.	Gutgeschichtete, helle, grobe Sandsteine mit kleinen Porphyrgeröllen.
Collioserie	8.	Konglomeratische bis brecciöse, bunte, meist hellgrüne oder graue Tuffe abwechselnd mit sandigen Tuffen.
	7.	Eine Linse eines dunkelgrauen, hell verwitternden Porphyres mit Einsprenglingen von Quarz, Feldspat und Biotit.
	6.	Hellgrüne bis braungraue, manchmal sandige, manchmal phyllitische Tonschiefer. Lokal finden sich sehr spaltbare dünngeschichtete Schiefertone mit blattdünnen, kohligen Schichtchen und Pflanzenresten.
	5.	(4) geht nach oben in konglomeratische Tuffe über.
	4.	Helle violettgraue und hellrote dichte Tuffe mit Lapilli.
	3.	Eine mächtige Decke eines violettroten Porphyres.
	2.	Gerade über dem konglomeratischen Tuff fand ich einen kleinen Aufschluss eines Glastuffes mit hübscher vitrokrastischer Struktur.
	1.	Ein wenig konglomeratischer Tuff fand sich nur lokal über dem Grundgebirge aufgeschlossen.
	0.	Kristallines Grundgebirge.

Mármor.

Man sieht aus diesem Profil, dass der Namen Collioserie mit Recht für das ganze Unterperm gebraucht wird, sowohl für Tonschiefer, Tuffe, Konglomerate als auch für die eingeschalteten Porphyre.

Hier würde man nicht auf den Gedanken kommen die Porphyre und die Tuffagglomerate von den Tonschiefern und sandigen Tuffen zu trennen. Man sollte eher die dunklen Tonschiefer als Carona-Schiefer bezeichnen.

Der Verrucano weicht aber von dem der Bergamasker Alpen ab. Wir finden neben weissen Quarzgeröllen fast ausschliesslich Grundgebirgsgerölle.

Die gesammelten Pflanzenreste wurden von Prof. Dr. W. J. JONGMANS alle als *Walchia* bestimmt. Aus dem Fehlen jedes anderen Geschlechts, kann er nur das unterpermische Alter bestätigen. Wenn man die Beschreibung liest, die GÜMBEL (1880) von einem mehr östlich gelegenen Profil in der Valle di Freg (N. von Bagolino) gibt, fällt uns dieselbe Uebereinstimmung mit dem Bergamasker Perm auf. Er schreibt S. 178 folgendes:

„2. Auf diese ältesten Phyllitschiefer legt sich weiter nordwärts in „nahezu gleichförmiger Lagerung ein sehr mächtiger Complex von grau-

„grünem Sandstein, Conglomerat und Schiefer mit einem Porphyr-„lager an.

„3. In dem plattigen Sandschiefer dieser Schichtreihe finden sich „Pflanzenreste, wie bei Collio, die als jene des Rothliegenden erkannt „wurden, und nicht identisch sind mit jenem von Neumarkt-Recoaro.

„4. Die obere Abtheilung dieses Complexes nimmt eine etwas röth-„liche Farbe an, enthält zahlreiche Bänke von Conglomerat, ohne jedoch „die Beschaffenheit der sog. Grödener Schichten anzunehmen. Hier ist „ein zweites Porphyrlager ausgebreitet.

„5. Erst auf dieser Reihe folgen Gesteinsbildungen von vorherr-„schend intensiv rothem Schiefer, Sandstein und Conglomerat, mit „Zwischenlagen weissen Sandsteins, welche den sog. Grödener Schichten „vollständig gleichen. Unmittelbar auf diesen liegen die grünlich grauen „Mergelschichten mit Posidonomya Clarai (Seiser-Schichten).''

Gümbel selber deutet auf die Uebereinstimmung dieses Profils mit dem vom Mte Colombine hin, und gibt dem „Verrucano'' von Suess schon den Namen „Grödener Schichten''. Auffallend ist die Schlussfolgerung, wozu er hinsichtlich des Rotliegenden (unserer Collioserie) kommt. Es sollen Strand- und Uferablagerungen in einem seichten Meere sein, was durch Trockenrisse und Wülste bewiesen wird. Chirotheriumartige Spuren wurden gefunden, während Pflanzenreste vom nahen Festlande eingeschwemmt worden sind. Dieselbe Darstellung haben wir oben gegeben.

Merkwürdig ist weiter, dass nach ihm in der Umgebung von Colle di S. Zeno (zwischen Val Trompia und Val Camonica) „Grödener Schichten'' unmittelbar auf dem Grundgebirge liegen würden. Dies lässt uns vermuten, dass das unterpermische Meer in untiefen Baien in das hercynische Gebirge hineingedrungen ist, oder dass Inseln in dem Meere existiert haben. Das Ueberwiegen von Kristallingeröllen im Verrucano wäre zu gleicher Zeit damit erklärt.

b. Daone (S. Judikarienthal).

Im Judikarienthal kommt an einigen Stellen Perm vor. Ich möchte hier den Fundort in der Valle di Daone, ein westliches Seitental, besprechen. Die Karte der Adamello-gruppe von Salomon (1908) verzeichnet Quarzporphyr im Talboden. Im Jahre 1932 war ein neuer Fahrweg an der linken Talseite angelegt worden.

Auf der Karte mündet an der N.W.-Ecke des Porphyrvorkommens ein kleiner Seitenbach, die westlich an der Kapelle 899 vorbei strömt, in die Chiese aus. Wenn wir diesen Bach vom neuen Weg hinauf gehen, finden wir über den Porphyren und Tuffen grauweisse Sandsteine mit einigen wenig mächtigen Konglomeratlagen von weissen Quarzgeröllen. Geht man von hier den Weg nach Daone hinunter, so kommt man in den Rundhöckern gleich östlich des Baches, beim Sägewerk, und in den folgenden Schutthalden, an dichten violetten Tuffen vorüber, in denen besonders nach W. grüne Farben vorherrschen. Die Struktur des Gesteins kann so dicht werden, dass möglicherweise Porphyr anwesend ist.

In die Achse der Ponte di Murandin angelangt, sind an der Strasse wieder die auf den Tuffen liegenden weissen Sandsteine aufgeschlossen, in denen weiterhin Konglomeratbänke vorkommen. Diese weissen Sandsteine können wir entweder als kontinentales Unterperm auffassen, oder sie den weissen Einlagerungen, die man manchmal im Verrucano beobachtet, gleichstellen. Die charakteristische rote Farbe tritt erst im kleinen zweiletzten Aufschluss vor dem ersten Haus von Daone auf. Sie wird von einem basischen Gang durchsetzt. Der letzte Aufschluss besteht ganz aus typischen Sernifiten, wie man diese Gesteine nennt, wenn man in den Bergamasker Alpen gearbeitet hat. SALOMON (1908, S. 196 ff.) vergleicht sie aber mit dem Grödener Sandstein aus der Umgebung von Bozen.

Oberhalb dieses „Grödener Sandsteins'' folgen die sog. „Kalke von Praso'' die SALOMON nach Analogie mit weiter östlich vorkommenden Gesteinen noch zum Perm stellt. Erst diese gehen in die Werfener Schichten über.

c. *Umgebung von Garda und Rino in der Val Camonica.*

Schon SALOMON hat sich eingehend mit den Gesteinen des Permzuges von Garda-Rino befasst. Es handelt sich um dem Permstreifen der längs der Gallinera-Ueberschiebung die Val Camonica S. Edolo quert. Die Verhältnisse sind noch nicht klar und wir müssen eingehendere Feldarbeit abwarten.

Zwischen der Mündung der Val Rabbia und der unteren Val Malga beobachtet man nur Servino, der mittels Kalksteine in blaugraue pelitische Sandsteine, eine 1 m. mächtige Bank von feinem Quarzkonglomerat, in Tuffe und Schiefer der Collioserie übergeht. Man würde dazu neigen dieses Fehlen des Verrucano tektonisch zu erklären, wäre es nicht, dass SALOMON in dieser Gegend die Abwesenheit von typischen roten Gesteinen öfters erwähnt.

PORRO (1911, S. 873 ff.) besuchte den östlichen Teil der Bergamasker Alpen und beschreibt aus der Fortsetzung des Permzuges Garda-Rino, westlich der Val Camonica in der Val Lovaia, wieder Verrucanogesteine. Nach ihm (loc. cit. S. 875 ff.) überherrschen im keilförmigen Permvorkommen der Valle di Paisco über den Tonschiefern und Serizitschiefern (beanspruchte Porphyre, SALOMON 1907) von Orbidolo-Paisco wieder rote Konglomerate und Sandsteine. Wir staunen, dass SALOMON (1908, S. 105, Fig. 30) vom Mte Elto, südlich der von PORRO beschriebenen Stelle in der Valle di Paisco, nur „Grauwacken und Sandsteine mit kaum erkennbarer Schichtung'' angibt. Auf S. 107 erwähnt er aber „mächtige Sandsteine und Konglomerate'' jedoch nichts über die Farbe. Da SALOMON aber nicht an die Möglichkeit, das Perm in zwei Horizonte zu verteilen, glaubt (1908, S. 357–358), ist es nicht ausgeschlossen, dass ihm die Verbreitung dieser roten Gesteine entgangen ist [1]).

Es ist nicht ausgeschlossen, dass in dieser Gegend abweichende

[1]) Es ist auffallend, dass auch das obere Werfenien auf dem Mte Elto in einer abweichenden Fazies entwickelt ist (Elto-Dolomit, SALOMON).

Verhältnisse im Perm vorkommen. Ihre Bedeutung wird aber erst ersichtlich sein, wenn detaillierte Aufnahmen zur Verfügung stehen.

d. Trento, Val Sugana, Cima d'Asta.

Ueber dem kristallinen Grundgebirge findet sich Basalkonglomerat mit Schiefer- und Quarzkomponenten. Vacek nennt es ein Verrucanoartiges Konglomerat. Trener (1901, I), der diese Gesteine sogar Verrucano nennt, erwähnt das Vorkommen von roten Tonschiefern mit silberglänzenden Glimmerblättchen. Sogar kohlige Pflanzenreste wurden gefunden. Er will diese Ablagerungen, die nur lokal vorkommen, ins obere Karbon stellen. Die Uebereinstimmung mit den roten Basalkonglomeraten (1. Typus) der Bergamasker Alpen ist auffallend.

Die nach oben folgende Porphyrserie fängt in der Regel mit tuffartigen Ablagerungen, anfangs mit noch Grundgebirgs- und Quarzgeröllen, an. Trener (1904) unterscheidet 3 Porphyrergüsse und zwar von unten nach oben: Calamentoporphyr, violetter Quarzporphyr, Lagoraiporphyr. An den Stellen, wo der Porphyr fehlt, kommen statt dieses tuffige Porphyrkonglomerate vor: faust- bis kopfgrosse Gerölle von Porphyr sind durch ein grusiges Mittel gebunden. An der Basis sind die Gerölle in einzelnen Lagen gehäuft; nach oben sind runde und kantengerundete Stücke von Porphyr ziemlich regellos in das feinere grusige Mittel eingestreut. Es handelt sich also um Ablagerungen, die mit unseren konglomeratischen Tuffen zu vergleichen sind, die aber hier eher als terrestrische Bildungen aufzufassen sind. Diese Gesteine gehen in Tuffsandsteine und in helle „getigerte'' Sandsteine über. Die getigerten Sandsteine liegen über den Porphyren; wenn letztere fehlen, über dem Grundgebirge. Sie bilden den Uebergang zu dem 40 bis 50 m. mächtigen, meist rot gefärbten Grödener Sandstein, der Einschaltungen rauher Mergelschiefer mit schlecht erhaltenen Pflanzenresten zeigt. Der Grödener Sandstein wird bedeckt durch einen oolithischen und dolomitischen Horizont. Es sind von unten nach oben gutgeschichtete oolitische Kalke (10—12 m.), Sandsteinschiefer (10 m.) und eine harte Kalkbank an der Basis einer oberen Partie oolithischer Kalksteine. Dieser Komplex kann auch dolomitisch ausgebildet sein: besonders braunverwitternder sandiger Dolomit tritt dann auf.

Erst darüber folgen die aequivalenten Ablagerungen der Seisser Schichten. Sie führen *Myaciten* und *Pseudomonotis clarai* Emm.

e. Nonsberg, Mendel.

Das tiefste aufgeschlossene Schichtglied ist der Porphyr. Darüber liegt auf einer unebenen Korrosionsoberfläche, besonders in den tieferen Runsen der Porphyroberfläche (rechte Seitentäler zwischen Meran und Bozen), ein grobes Konglomerat von faust- bis kopfgrossen Geröllen und kantengerundeten Porphyrblöcken. Diese Konglomerate gehen nach oben allmählich in zum Teil hellen, zum Teil roten Grödener Sandstein über. Am Mendel und bei Neumarkt liegt er direkt auf dem Porphyr. Mit den Sandsteinen wechsellagern bisweilen wenige schieferige Partien und Letten. Gümbel (1877) erwähnt von Neumarkt einige Schichten mit Pflanzenresten, denen man ein oberpermisches Alter zurechnet.

Die Grödener Sandsteine gehen auch hier mittels roter Schiefertone und Mergel in eine Gesteinsserie von schmutziggelben, braunanwitternden Bänken über. Erst gleich oberhalb einer Schicht mit *Bellerophon* fangen die Seisserschichten mit *Pseudomonotis clarai* an.

Lokal findet sich bei Tregiovo eine abweichende Gesteinsserie. Ueber dem Porphyr liegen dunkle, bituminöse, plattige Kalk- und Tonschiefer mit an der Basis noch ein wenig Porphyrkonglomerat. In der obersten Partie des an 200 m. mächtigen Schieferkomplexes nimmt der Kalkgehalt allmählich überhand und es entwickeln sich gut geschichtete, bituminöse dunkle Kalke, die häufig Kupferausblühungen zeigen und in einzelnen Lagen angereichert silberhaltige Bleierze führen. In den Schiefern wurden Pflanzen gefunden. Diese wurden von D. Stur bestimmt und deuten nach ihm auf ein unterrotliegendes Alter (Vacek 1894, S. 432). Die Schiefer werden von Grödener Sandstein bedeckt.

f. Bozener Porphyrgebiet (von Mojsisovics, 1879; von Wolff, 1909; von Klebelsberg, 1928).

Im Vergleich mit den obenerwähnten Gebieten ist über diese Gegend etwas mehr bekannt.

Ueber dem Grundgebirge liegt lokal ein Basalkonglomerat, dem man mit Unrecht den Namen „Verrucano" gegeben hat. Es sind grüngraue Konglomerate mit Grundgebirgs- und Quarzgeröllen durch ein sandiges glimmeriges Mittel gekittet, die weder Porphyrgerölle führen, noch rote Farben zeigen. Sie sind vollkommen mit den Basalkonglomeraten der Bergamasker Alpen zu vergleichen.

Es folgt eine Serie Porphyre, die mit Tufflagen abwechseln. Von Wolff (1909) hat eine grosse Anzahl erkannt. Wenn man versucht sich im Felde einen Begriff der Porphyrergüsse zu bilden, bekommt man den Eindruck, dass die Verhältnisse verwickelter sind als von Wolff uns vermuten lässt, und dass tektonische Störungen eine grössere Rolle spielen. Denselben Eindruck gewinnt man aus der einzigen jüngeren Detailarbeit von von Klebelsberg (1923) über das Gebiet zwischen Sarntal und Eisacktal. Es wäre m. E. gewünscht, das übrige Porphyrgebiet von Bozen in der Art als das Luganer Gebiet in Detail aufzunehmen.

Von Wolff hat folgende Serie von Porphyren und Tuffen erkannt, deren Glieder auch lokal oder nebeneinander vorkommen können:

Grödener Sandstein

---

9 Kastelrutherporphyr
8 Hocheppanerporphyr
7 Branzollerporphyr
6 Eggenthalerporphyr

Oberer Konglomerathorizont

---

5 Porphyr von St. Ulrich (Raschötzerporphyr)
4 Sigmundskronerporphyr
3 Blumauerporphyr

Unterer Tuff- und Konglomerathorizont

2 Porphyr von Theis
1 Trostburgmelaphyr

Basalkonglomerat (sog. „Verrucano'')

Grundgebirge

Die verschiedenen Porphyre sind durch die zugehörigen Tuffe, besonders aber durch den oberen und unteren Tuff- und Konglomerathorizont, getrennt. Sie können alle, wenn sie nur zu oberst liegen, in Grödener Sandstein übergehen.

Was die Umstände anbetrifft, bei denen die Porphyrergüsse ereigneten, gibt es zwei Ansichten: 1. Die permischen Ablagerungen sind submarin; die Ergüsse fanden untermeerisch statt (u.a. von Wolff, 1909, S. 146 ff.). 2. Es handelt sich um terrestrische Ablagerungen (von Klebelsberg, 1928).

Wenn es sich um submarine Ergüsse handeln würde, so müsste man zwischen und neben den Porphyrströmen gut geschichtete Tuffablagerungen sowie die normalen, vielleicht tonigen oder mergeligen Sedimente beigemischt oder zwischengeschaltet erwarten, ähnlich wie in den Bergamasker Alpen. Die vereinzelten Mergel- oder Tonschieferlinsen, die im unteren (Atzwang) und im oberen (Burg Karneid, Eingang des Eggentals, Virgel) Konglomerathorizont auftreten, sind eher als lokale Ablagerungen in Becken aufzufassen. Die Konglomerate selbst machen aber den Eindruck terrestrisch zu sein: die sehr groben Porphyrkonglomerate von der Ostwaldpromenade bei Bozen, wo gerundete Blöcke von sehr verschiedenem Durchmesser in ein feines Mittel liegen, könnten sehr gut durch Schlammströme (sog. „Lahar'' in Niederl. Indien) mitgeschleppt worden sein, wo gerundete Formen auch in den grösseren Blöcken entstehen und keine sortierung des Materiales stattfindet. Die Sandsteine zeigen keine Schichtung, nur eine grobe Bankung, die aus einiger Entfernung erst auffält (S. Giorgio-Fagenbach, gegenüber Tergöler, u.s.w.). Diese Sandsteine bekommen so denselben Habitus als die Grödener Sandsteine. Man könnte sie im Felde verwechseln, wenn sie nicht eine grau bis violettrote Farbe zeigten gegenüber dem klaren Dunkelrot der Grödenerschichten.

Die Basalkonglomerate („Verrucano'') bilden keinen Anlass eine marine Transgression annehmlich zu machen. Sie sind mit dem „Verrucano'' von Senn (1923) und den basalen Tuffiten der Luganer Porphyre zu vergleichen.

Der Umstand, dass dort wo die Porphyrplatte fehlt zwischen etwa gleichmächtigen Grenzschichten unten und oben keine wahrnehmbare Stellvertretung geschaltet ist, braucht man nicht als Motiv aufzufassen für einen kurzen Zeitraum der Effusionen und der Tuffablagerung (von Klebelsberg, 1928). Man kann eher den Festlandcharaker damit beweisen, wo ausserhalb des vulkanischen Gebietes keine Sedimente abgelagert wurden. Die grosse Ausdehnung der sauren Porphyrdecken

ist eine Frage an sich, die auch für andere terrestrische Ergüsse, z. B. den Granophyr von Cuasso al Monte (Lugano), besteht.

Ich pflichte von Klebelsberg bei, der auch den Grödener Sandstein als terrestrische Bildung auffasst. Mit Recht hat er (1928) den grössten Teil des Materiales aus älteren Gesteinen als die permischen hergeleitet und zwar aus dem Grundgebirge. Die grossen Quarzgerölle, die sich manchmal in den mehr konglomeratischen Einschaltungen finden, sowie die Tatsache, dass die Sandsteine eine viel grössere Verbreitung haben als die Porphyre, beweisen es.

Auch hier hat also eine Zufuhr von fremdem Material stattgefunden. Die Farbe des Grödener Sandsteins ist meist intensiv rot, ein intensiveres rot als wenn der unterliegende Porphyr ebenfalls rot ist (von Klebelsberg, 1928, S. 23). Graue und grünliche Farben können auch vorkommen.

Wir sehen hier also vollkommen analoge Erscheinungen als beim Verrucano der Bergamasker Alpen: Materialzufuhr von anderswo, vom Grundgebirge, und tiefrote Verwitterungsfarben unähnlich den Eigenfarben der Porphyre.

Von Wolff (1909) fasst die Grödener Schichten als eine gleichzeitige Ablagerung mit den Porphyren auf, weil immer der zuoberst anwesende Porphyrstrom allmählich in eine „Zusammenschwemmung losen Porphyrauswurfmaterials" und diese in den richtigen Sandstein übergeht. Diese Tatsache ist als ein Beweis der kontinentalen Verwitterung aufzufassen, wobei die Begrenzung zwischen dem frischen, dem verwitterten Porphyr und dem gelösten arkoseartigen Aggregat eine sehr unscharfe sein kann. Wäre aber der Grödener Sandstein zu gleicher Zeit mit den Porphyren abgelagert, so müssten wir ihn auch in den oberen und unteren Tuff- und Konglomerathorizont eingeschaltet finden. Die dort sich vorfindenden roten Sandsteine und Konglomerate sind aber nicht identisch mit den Grödener Sandstein.

Das Alter der Sandsteine wurde bestimmt durch die von Gümbel beschriebene Pflanzenreste von Neumarkt (Siehe unter *e*). Ausserdem gehen sie nach oben in marine Ablagerungen über mit Gipseinschaltungen, die sog. Bellerophonschichten, die sicher permisches Alter besitzen (Stache, 1877). Die Transgression setzt sehr langsam ein: im Werfenien herrscht noch eine typische Flachseefazies.

IV. ZUSAMMENFASSUNG.

Der einzige, der versucht hat eine Parallelisation zwischen dem Perm der Bergamasker Alpen und der Dolomiten zu machen, ist Klompé (1929). Er ging von den Ansichten von Richthofens (1860) aus und betrachtete den Grödener Sandstein als eine Art sandiger Tuff, als eine „Zusammenschwemmung losen Auswurfmaterials". Da, nach ihm, die psammitischen und konglomeratischen Tuffite in gleicher Weise entstanden sind, hat er sie stratigraphisch mit einander in Verbindung gebracht.

Gehen wir aber nach, wie der oberpermische Verrucano der Bergamasker Alpen sich ostwärts gehend entwickelt, so kommen wir über die Brescianer Alpen, wo schon GÜMBEL (1880) den Verrucano von SUESS (1869) mit dem Grödener Sandstein vergleicht, und SALOMON (1908) den roten Sandstein aus dem Perm der Adamello Gruppe die direkte Fortsetzung des Grödener Sandsteins nennt, zur Ueberzeugung, dass der Verrucano der Bergamasker Alpen und der Grödener Sandstein in einen stratigraphischen Horizont zu stellen sind. Diese Meinung wird bestärkt durch die Tatsache, dass man bei beiden einen Materialzufuhr von anderswo annehmen muss und beide dieselben roten, ausnahmsweise grauen und blassgrünlichen Farben zeigen. In den Bergamasker Alpen beobachten wir Quarz- und Porphyrgerölle als wichtigste Komponente des Verrucanokonglomerates. Dies veranlasste JONG die Definition von SUESS zu ändern. Wenn wir aber sehen, dass in anderen Gegenden Grundgebirgsgerölle in den Vordergrund treten (Val Trompia) liegt es nahe JONGS Aenderung als Erweiterung der Definition aufzufassen. Mit einer Hinzufügung möchte ich unter Verrucano verstehen: „Ein meist dunkelrotes Konglomerat von Geröllen kristallinischer Felsarten oder Effusivgesteinen mit zahlreichen Geröllen von weissem Quarz. Charakteristisch sind die nicht immer vorhandenen, dunkelrot verwitterten Porphyrkomponenten''. In den Südalpen muss das Alter oberpermisch sein. Am besten sprechen wir also vom „oberpermischen Verrucano''. Gleichfalls müssen wir die Bellerophonkalke zum Oberperm stellen. Nach W. werden sie durch den Oolith-Dolomithorizont ersetzt, die zuletzt bei Creto (Giudicaria) vorkommt („Kalke von Praso'', SALOMON, 1908, S. 368 sq.).

Zum unteren Perm möchte ich die Collioschichten der Bergamasker Alpen und die gleichen Schichten der Val Trompia mit den Porphyren und Tuffen des Cima d'Asta-Gebietes, diejenigen von Bozen und die Kalk- und Tonschiefer von Tregiovo im Nonsberggebiet stellen.

Ein zweifelhaftes Glied bilden die weissen Sandsteine von Daone und die getigerten Sandsteine vom Cima d'Asta Gebiet. Sie bestehen schon aus fremdem, zugeführtem Material, zeigen aber die rote Farbe noch nicht. Vorläufig stellen wir sie am besten auf die Grenze zwischen Ober- und Unterperm.

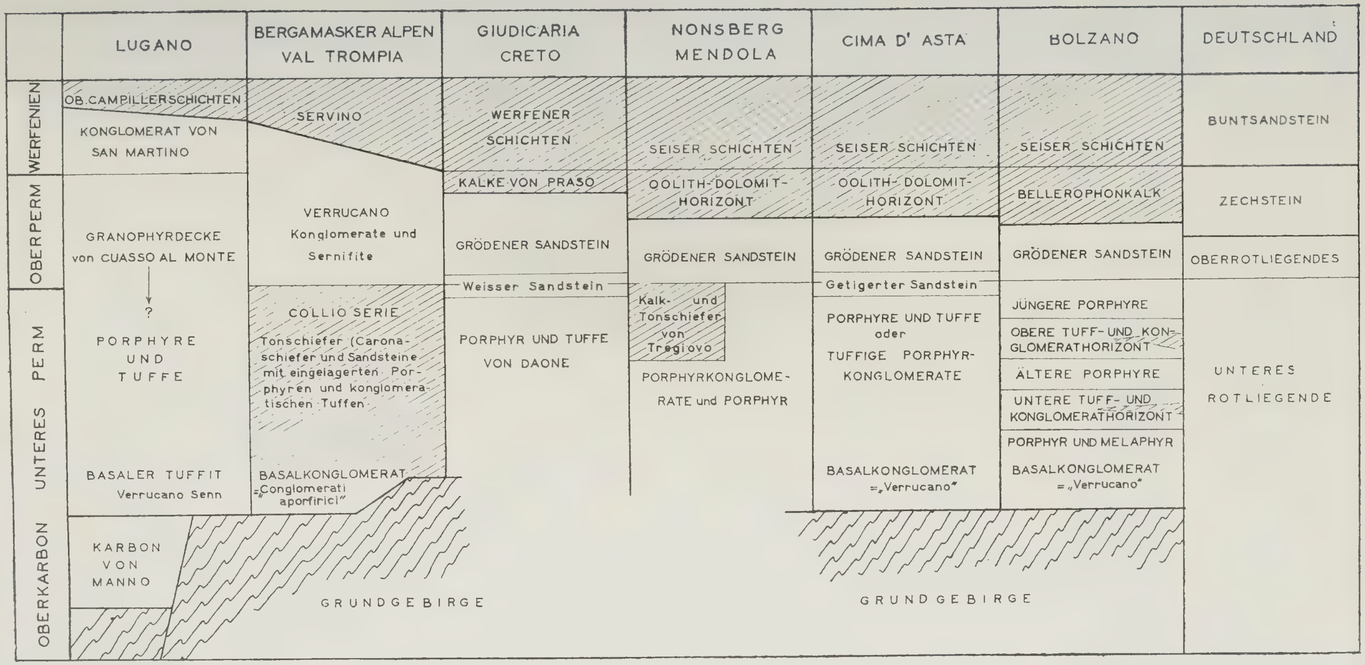
Schliesslich bleibt uns übrig nachzugehen, wie unsere Einteilung sich zu der des deutschen Permes verhält. Es liegt nahe, das untere Perm mit dem Unterrotliegenden gleichzustellen. Es sind, bisweilen auch rote, Sandsteine, Schiefertone mit Kohlenflözen, Arkosen mit öfters eingeschalteten Porphyrdecken, Porphyrbreccien und Tuffen. Horizonte mit Walchien sind sehr verbreitet (Deutschland, Schlesien, Frankreich: Becken von Brive, Autun, Lodève). Das Unterrotliegende wird vielerorts (z. B. Saar-Nahe Gegend, Halle, Schlesien) nach oben durch eine Sedimentationslücke begrenzt, worüber, oft diskordant, rote Konglomerate, rote Sandsteine oder rote Schieferletten des Oberrotliegenden folgen. Diese Sedimentationslücke möchte ich mit der Regression am Ende des unteren Permes der Bergamasker Alpen vergleichen. Dort wird aber die Collioserie direkt von den terrestrischen Ablagerungen der oberpermischen Verrucano bedeckt, ohne dass eine Lücke entsteht. Vielleicht ist dies

durch die Nähe des Festlandes zu erklären. Eine neue Transgression fängt mit dem deutschen Zechstein an. Sie ist mit der des Bellerophonkalkes zu vergleichen. Heritsch (1933) lässt letztere in den Karnischen Alpen erst mit dem mittleren Zechstein anfangen. Nach W. gehend treten die Bellerophonkalke und der Dolomit-Oolithhorizont also erst verhältnismässig später auf.

Zusammenfassend kommen wir also zu beigefügter Tabelle (Siehe Fig. 3).

Diese Untersuchungen liefern aber noch einige Ergebnisse. Wenn wir die Verbreitung des subaquatisch abgelagerten Permes betrachten, so sehen wir, dass es im unteren Perm keine ausgedehnte Meeresbedeckung in den Südalpen gegeben hat, sondern dass wir es entweder mit unregelmässigen Buchten eines Meeres, oder mit einer Anzahl einzelner Seen oder Binnenmeere zu tun haben. Lugano war Festland. In den Bergamasker Alpen zwischen Pzo Tre Signori und Val Camonica gab es ein Meeresbecken. Möglicherweise S.E. der Val Camonica (Colle S. Zeno, Gümbel, 1880) eine Landschwelle. Die Val Trompia und Val Caffaro bildeten wieder ein Becken. Daone war Land, ebenso wie das Cima d'Asta Gebiet und die Umgebung von Bozen, wo lokal kleinere Becken auftraten. (Einschaltungen von kalkigen Tonschiefern in den Konglomerathorizonten). Bedeutend war wahrscheinlich nur das von Tregiovo im Nonsberggebiet.

In einer vorigen Arbeit habe ich gezeigt, dass eine langsame Transgression, die wahrscheinlich teilweise mit einer Senkung dieser Becken Hand in Hand ging, stattgefunden hat. Diese Bewegungen müssen wir als posthume herzynische auffassen. Im Gegensatz zu den permischen Bewegungen lässt die alpine Senkung sich über das ganze südalpine Gebiet gleichmässig fühlen. Sie fängt im E. in den Dolomiten während der oberen Hälfte des Oberpermes an (Bellerophonschichten, Oolith-Dolomithorizont). Je weiter wir nach W. kommen, je später setzt sie ein. An der Perm-Trias Wende findet sie sich wahrscheinlich zwischen der Val Camonica und dem Judicariental. In den Bergamasker Alpen ist der Zeitpunkt durch das Fehlen von Fossilien nur zu schätzen auf der unteren Hälfte der Servino, also während des unteren Werfenien. Erst im oberen Werfenien wird das Porphyrgebiet von Lugano überflutet (obere Campillerschichten, Frauenfelder, 1916).



Figur 3.

Stratigraphische Tabelle des südalpinen Perms.
Die subaquatischen Ablagerungen der Südalpen wurden schraffiert.

V. LITERATUR.

O. Ampferer und W. Hammer. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee. Jahrb. k.k. geol. R. Anstalt, Wien, 1911, S. 531—710.

W. L. Buning. De Geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. IV, (1932), p. 321.

J. Cadisch. Geologie der Schweizeralpen. Zürich, 1934.

J. Coslijn. De Geologie van de Valle di Olmo al Brembo. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. II, (1928), p. 253—322.

R. D. Crommelin. La Géologie de la Valsassina et de la Région adjacente au Nord. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. IV, (1932), p. 401—459.

D. J. Doeglas. Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. III, (1930), p. 335.

J. J. Dozy. Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pzo del Diavolo di Tenda. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VI, Afl. 3, (1935), p. 133.

—— Einige Tierfährten aus dem unteren Perm der Bergamasker Alpen. Palaeontologische Zeitschrift 1935, 1.

B. G. Escher. Ueber die praetriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi; mit einem Anhang über das Scheidnössli bei Erstfeld und das Carbon von Manno. Dissertation, Zürich, 1911.

A. Frauenfelder. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Eclogae geol. Helv., XIV, (1916), p. 247.

H. B. Geinitz. Ueber fossile Pflanzenreste aus der Dyas von Val Trompia. Neues Jahrbuch f. Min. etc., 1869, p. 456.

W. Gümbel. Ein geognostischer Streifzug durch die Bergamasker Alpen. (Geognostische Mitteilungen aus den Alpen VI). Sitzungsberichte Math. phys. Classe der k.b. Akad. d. Wiss. zu München, Bd. X, (1880), S. 164—240.

—— Vorläufige Mittheilung über das Vorkommen der Flora von Fünfkirchen im sog. Grödener Sandstein Südtyrols (Ullmaniensandstein). Verh. d. k.k. geol. R. Anstalt, Wien, 1877, S. 23.

Ch. Harloff. The Geology of the Porphyry District between Ponte Tresa and Luino. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. II, (1927), p. 115—222.

F. von Hauer. Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei. Jahrb. d. k.k. geol. R. Anstalt, Wien, 1858, S. 445—496.

Alb. Heim. Geologie der Schweiz. Leipzig, 1922.

F. Heritsch. Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. Mitt. der geol. Gesellschaft in Wien, Bd. XXVI, (1933), S. 162—190.

W. J. Jong. Zur Geologie der Bergamasker Alpen nördlich des Val Stabina. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. III, (1928), p. 49—104.

P. Kelterborn. Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin). Verh. Naturf. Gesellschaft in Basel, Bd. 34, (1922—1923), S. 128—232.

R. von Klebelsberg. Zur Geologie der Porphyrplatte zwischen Eisack und Sarntal. Verhandl. der geol. Bundesanstalt Wien, 1923, S. 49.

—— Südtiroler Dolomiten. Sammlung geol. Führer, Bd. 33, Berlin, 1928.

Th. H. F. Klompé. Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. Dissertation, Leiden, 1929.

Ph. H. Kuenen. The Porphyry district of Lugano West of the Valganna. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. I, (1925), p. 129—185.

L. MILCH. Beiträge zur Kenntniss des Verrucano. 1. Teil, Leipzig, 1892, 2. Teil, Leipzig, 1896.

E. VON MOJSISOVICS. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien, Wien 1879.

MARIA M. OGILVIE GORDON. Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen d. geol. Bundesanstalt, Bd. 24, 1927.

C. PORRO. Alpi Bergamasche. Carta geol. rilevata dal 1895—1901 con „Sezione geol.'' e „Note illustrative''. Milano, 1903.

—— Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane. Rendiconti R. Istit. Lomb. di Scienze e Lettere, Serie III, Vol. XLIV, 1911, p. 863—883.

—— Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica. Memorie del R. Istit. Lomb. di Scienze e Lettere. Classe di Scienze Matematiche e Naturali, Vol. XXII—XXIII della Serie III, Fasc. V, (1933).

F. VON RICHTHOFEN. Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo. Gotha, 1860.

W. SALOMON. Die Adamellogruppe. Abhandl. der k.k. geol. R. Anstalt Wien, Bd. XXI—1, 2, 1908—1910.

—— Die Entstehung der Serizitschiefer in der Val Camonica (Lombardei). Bericht über die 40. Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereines zu Lindau, S. 22—28, (1907).

A. SENN. Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. Eclogae geol. Helv., XVIII, (1923—1924), S. 550—632.

L. U. DE SITTER. Les porphyres luganais entre le Lac de Lugano et le Valganna. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. I, (1925), p. 187—254.

G. STACHE. Vertretung der Permformation in den Südalpen. Verhandl. k.k. geol. R. Anstalt Wien, 1874, Nr. 15, S. 365.

—— Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Jahrb. k.k. geol. R. Anstalt Wien, 1877, Bd. 27, S. 271—318 und 1878, Bd. 28, S. 93—169.

ED. SUESS. Ueber das Rotliegende im Val Trompia. Sitzungsberichte d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Math. Naturw. Classe, Bd. LIX, (1869), Abt. I, S. 107.

F. TELLER. Ueber die Aufnahmen im Gebiete zwischen Etsch und Eisack. Verh. k.k. geol. R. Anstalt Wien, 1880, S. 91.

G. B. TRENER. Reisebericht aus der Cima d'Astra-Gruppe (I). Verh. k.k. geol. R. Anstalt Wien, 1901, S. 278—280.

—— Reisebericht aus der Gegend der Cima d'Asta (II). Verh. k.k. geol. R. Anstalt Wien, 1901, S. 317—322.

—— Ueber die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagoraigebirge. Verh. k.k. geol. R. Anstalt Wien, 1904, S. 390—394.

S. W. TROMP. La Géologie du Valle del Bitto et la Tectonique des Alpes Lombardes. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. IV, (1932), p. 123.

E. TRÜMPY. Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei). Eclogae geol. Helv., XXIII-2, (1930), S. 379—487.

M. VACEK. Ueber die geologischen Verhältnisse des Nonsberges. Verh. k.k. geol. R. Anstalt Wien, 1894, S. 431—446.

—— Ueber die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient. Verh. k.k. geol. R. Anstalt Wien, 1895, S. 467—483.

—— Ueber die geologischen Verhältnisse des obersten Val Sugana. Verh. k.k. geol. R. Anstalt, 1896, S. 459—473.

J. H. L. WENNEKERS. De geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. III, (1930), p. 265.

F. VON WOLFF. Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozener Quarzporphyrs. Neues Jahrb. für Min. etc., B.Bd. 27, (1909), S. 72.

BEITRAG ZUR TEKTONIK DER BERGAMASKER ALPEN

VON

J. J. DOZY.

INHALT.

		Seite
1.	Einführung	64
2.	Die Struktur des Grundgebirges und des Perms	64
3.	Die Bewegungen der mesozoischen Schichtfolge; tektonische Diskordanzen	70
4.	Analogie mit der Val Trompia Linie	71
5.	Tektonische Synthese	72
6.	Der „Verschiebungshorizont der permisch-untertriadischen Ablagerungen" (WENNEKERS)	74
7.	Vergleich mit einigen andern südalpinen Gebieten — Luganer Hauptverwerfung — Dolomiten	77
8.	Der Einfluss des alpinen Axialgefälles	77
9.	Ueber die Zugehörigkeit der Bergamasker Alpen zum Alpinen Tektogen	78
10.	Die Wurzelfrage der Oberostalpinen Decken	80
11.	Zusammenfassung	82
12.	Literatur	82

1. Einführung.

Es ist nicht ohne Ursache, dass es noch keine allgemein befriedigende tektonische Synthese der Bergamasker Alpen gibt. Zahllose einander scheinbar widersprechende Argumente sind im Felde zu finden und so basieren sich viele strittigen Theorien auf beobachtete Tatsachen. Als Beispiel möchte ich auf die wechselenden Gedanken hinweisen, die in Bezug auf die Richtung der Auf- und Ueberschiebungen existieren: immer wechseln die Auffassungen über N- oder Südschub, obgleich letzterer, unter Einfluss der „Dinariden"-Gedanken am meisten verbreitet ist.

Ich verzichte darauf, nochmals alle Theorien historisch zu behandeln: vor kurzem haben Porro (1933) und Tromp (1932) verschiedene besprochen. Ich werde mich dazu beschränken meine eigenen Gedanken zu erklären und eventuell entgegengesetzte Auffassungen zu besprechen.

Als Geologe der „Leidener Schule" werde ich im folgenden von den Vorstellungen ausgehen, die bezüglich der Tektonik bis jetzt gegolten haben und die durch Wennekers (1930, 1932) klar formuliert worden sind. Ich tue dies zur Erleichterung dieser Auseinandersetzung; nicht um diese Theorie der Kritik mehr auszusetzen, als die anderen, die man ebensogut als Ausgangspunkt hätte benützen können. Porro hat 1933 abermals das schematische Profil von Wennekers 1932 übernommen (Disegno N. 26), so dass ich seine Theorie nach folgender kurzer Zusammenfassung als bekannt betrachten darf.

Er geht von einem nördlichen kristallinen Grundgebirge aus (Wurzel der oberostalpinen Decken), das in sehr flachen Ueberschiebungen (Orobische Ueberschiebung, Gneis chiari-Ueberschiebung, Laghi di Porcile-Ueberschiebung) auf die südlichen Sedimenten überschoben wurde. Letztere sind durch Verschiebungshorizonte oder Gleitflächen (zwischen Grundgebirge und Perm, im Servino, in den Raiblerschichten und im Rhät) in Sedimentpakete zerteilt. Diese sind abermals jedes für sich verschuppt worden. Alle Bewegungen und Schuppungen fanden von N. nach S. statt. An Kulminationen im Grundgebirge oder an grösseren Porphyrmassen schichteten die Schuppen sich auf.

2. Die Struktur des Grundgebirges und des Permes.

Wennekers nimmt einen grundsätzlichen Unterschied zwischen dem Grundgebirge N. und S. der orobischen Ueberschiebung an. Im N. Kristallin zeichnet er sehr flache N.-fallende Ueberschiebungen, die die Ursache der Verschiebung der Sedimentpakete nach S. bilden.

Tromp übt schon Kritik aus: in seinem ganz aus Kristallin bestehenden Arbeitsgebiet kommen solche flachen Ueberschiebungen nicht vor. Der Corno Stella ist nach Wennekers (1930, Profil 10) eine Klippe der Gneis chiari-Decke, die auf Glimmerschiefern aufruht. Im Felde ist es aber deutlich ersichtlich, dass es sich um eine dort wurzelnde Intrusion von Orthogneis in den Glimmerschiefern handelt (Dozy 1935, p. 156

und Profil 11, 12). Auch sonst habe ich im Kristallin keine flachliegenden Ueberschiebungen beobachtet. Wir dürfen also annehmen, dass sie auf einen Irrtum oder auf eine Ausnahme zurückzuführen sind.

Auch die Orobische Ueberschiebung zeichnet WENNEKERS in seinen Profilen äusserst flach oder sogar gewölbeartig. Zwar zeigt diese Störung im Westen, wie es in der Val Marcia (BUNING) und in der Val Varrone (CROMMELIN) deutlich ersichtlich ist, ein sehr flaches N. Fallen. Betrachtet man aber den Verlauf der Ueberschiebung über Täler und Bergkämme auf der Karte von WENNEKERS (1930), so ergibt es sich, dass sie nicht so flach liegen kann und ziemlich steil stehen muss. Im Felde kommt man zum selben Schluss. Die Orobische Aufschiebung passt im E. ganz in das normale tektonische Bild des Grundgebirges, wie dieses sich aus den Untersuchungen TROMP's (1932) und des Verfassers (1935) ergeben hat. Die flache Lage im W. muss einzeln betrachtet werden.

Das Kristallin S. der Orobischen Aufschiebung sollte nach WENNEKERS eine ungestörte Erosionsoberfläche (Verschiebungsfläche) mit Kulminationen und Depressionen zeigen. (Strukturkarte, 1932, Fig. 1). Die Rolle, die dieses Grundgebirge in der Tektonik spielte, war nur eine passive: Aufschichten der Schuppen vor einer Kulmination.

Im Abschnitt zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo ergibt es sich, dass es keinen grundsätzlichen Unterschied im Bau des nördlichen und des südlichen, von permischen Sedimenten bedeckten, Grundgebirge gibt. Wahrscheinlich ist der Untergrund der Sedimente im erwähnten Gebiet stärker gestört als sonst. Den Lago Rotondo-Bruch kann man nach W. verfolgen, bis er unter einer mesozoischen Bedeckung verschwindet. Auch die Lago Marcio-Aufschiebung setzt sich wahrscheinlich bis ins Grundgebirge fort. Primäre Kulminationen des Grundgebirges, wie z.B. am Lago del Prato (DOZY, 1935, p. 198), zeigen keinen Einfluss auf den tektonischen Aufbau. Ebensowenig kann man die Porphyrkulmination von Porta als solche aufrecht erhalten, wie es loc. cit. p. 218 sq annehmlich gemacht wurde. Verschiedene Tatsachen deuten aber darauf hin, dass die richtigen Kulminationen im Kristallin die Folge einer aktiven Teilnahme des Grundgebirges am Bau dieses Gebietes sind. Mit andern Worten, dass der Untergrund allerdings durch Störungen in Blöcke zerlegt ist, von denen der eine stärker, ein anderer weniger stark emporgepresst wurde.

In dieser Hinsicht möchte ich auf die Grundgebirgsfenster von Caprile und Mezzoldo aufmerksam machen. In geringer Entfernung liegen Kristallin und Muschelkalk oder Esinokalk in gleicher Höhe. COSIJN nimmt ein schroffes Hinuntertauchen nach S. der verschiedenen Schichten, durch Gleitebenen getrennt, an. Diese Südbegrenzung des Fensters von Mezzoldo ergibt aber eine ganz andere Struktur.

Rechts der Fahrstrasse von Olmo al Brembo nach Mezzoldo findet man leicht den letzten Aufschluss im Muschelkalk. Dann biegt die Strasse nach links, geht an einigen kleinen Wiesen vorbei, wo COSIJN Servino auf seiner Karte verzeichnet. Wo er aber die Grenze mit den Collioschichten (Unterperm) angibt, findet man unterhalb der Strasse im Brembobach Porphyr aufgeschlossen. Dies bleibt so, sowohl am Bach wie an der Strasse.

Geht man zurück zur Stelle, wo der Servinostreifen das Tal quert und geht man mittels des Steges auf das andere Bremboufer, so kann man in den Servino-Wiesen des Westufers in nördlicher Richtung am Rande des Gebüsches hinaufsteigen und diesen Rand verfolgen. Bald begegnet man einer trockenen Rinne in der Wiese, auf deren N. Seite etwas höher ein Haus steht. In der Rinne findet sich im Gesträuch eine Quelle in anstehenden roten Verrucanokonglomeraten. Dann folgen wir das Pfad, das vom Haus durch die Wiese horizontal nach N führt. Das erste Bächlein, das unser Pfad quert, zeigt folgendes sehr merkwürdiges Profil. Alle Entfernungen wurden bezüglich dieses Pfades geschätzt.

15 m unter dem Pfad:	Eine *Porphyr*wand, die sich vermutlich bis zum Brembo fortsetzt.
15—8 m „ „ „ :	Eine Bank *Verrucano*, die auch weiter südlich in den Buckeln der Wiese und an der obenerwähnten Quelle ansteht.
am Pfad :	*Porphyr.*
2 m über dem Pfad:	Eine Störung zwischen Porphyr und Verrucano durchquert den Bach schief. (N 45° E — 60° NW).
2—15 m „ „ „ :	*Verrucano.*
15—20 m „ „ „ :	Der Verrucano geht in weissen Sandstein und kalkigen *Servino*mergel über.
20 m „ „ „ :	Eine Ueberschiebung, parallel an der obenerwähnten (2 m ü. d. Pf.). Auf der Störungsfläche findet sich links oben eine Verrucano-Linse.
20—40 m „ „ „ :	*Porphyr.*
40—52 m „ „ „ :	Eine blaugraue, harte, quarzitische *Collioschiefer*-ähnliche Schicht. In den oberen 10 Metern dieses Abschnittes fliesst der Bach (Richtung N 50° E) auf der Grenze dieser quarzitischen Bank (links) und Porphyr (rechts). Die Ueberschiebung streicht N 50° E und fällt 60° NW. Zuletzt eine Steilstufe (kleiner Wasserfall). Links davon unter der Ueberschiebungsfläche eine Linse Verrucano.
52—57 m „ „ „ :	*Porphyr.*
57 m „ „ „ :	Ein Pfad quert unseren Bach. Rechts des Baches steht noch Porphyr an; darüber *Verrucano.* Links sind S-fallende *Servino*-mergel aufgeschlossen.
57—65 m „ „ „ :	Der Bach strömt in Servinomergeln mit dünnen Kalkschichten (N 80° E — 65° S). Stark zerknetete Mergel und Sandsteine treten auf.

85 m über dem Pfad: Eine gelbe, sehr stark beanspruchte, mergelige Kalkzone zeigt deutlich, dass wir es mit einem Verschiebungshorizont zu tun haben.

Nimmt man auf dem Rückweg den Pfad in 57 m Höhe nach N, so kommt man zuerst an tuffige Gesteine, dann, wo der Pfad hinunterbiegt, an Porphyr und am Solivabach wieder an Tuffen vorbei, bis man auf die Fahrstrasse kommt.

Projiziert man diese Daten auf eine senkrecht zum Streichen stehende Fläche, so bekommt man ein Profil (Fig. 1 A), das etwa NW—SE

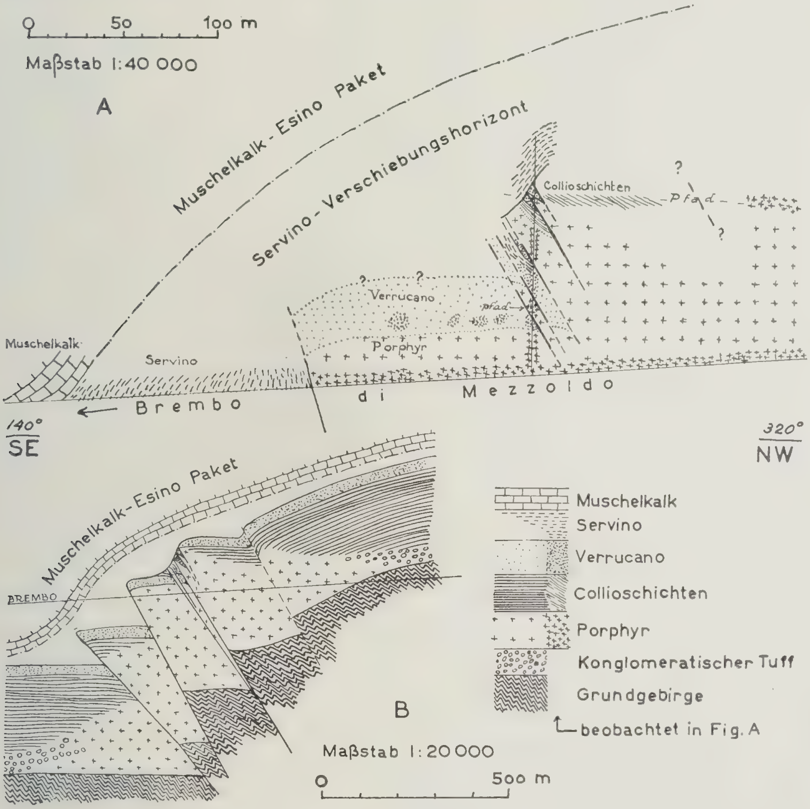


Fig. 1.

Profil durch die Südbegrenzung des Fensters von Mezzoldo.
A. Projektion der beobachteten Aufschlüsse.
B. Hypothetisches Profil u. a. aus A konstruiert.

parallel der Talachse verläuft. Wir sehen, dass der Bach eine Zone von 60 N fallenden Brüchen durchfliesst. Es handelt sich gewiss nicht um Schubflächen im Sinne Wennekers, denn man würde erwarten, dass das Perm gerade an der Südseite der Kulmination, also im Schatten, un-

gestört wäre. Ausserdem finden sich die Störungen gerade dort, wo das Perm aus sehr widerstandsfähigen Porphyren und Verrucano besteht, Gesteine, die also nicht leicht in Schuppen zerfallen würden.

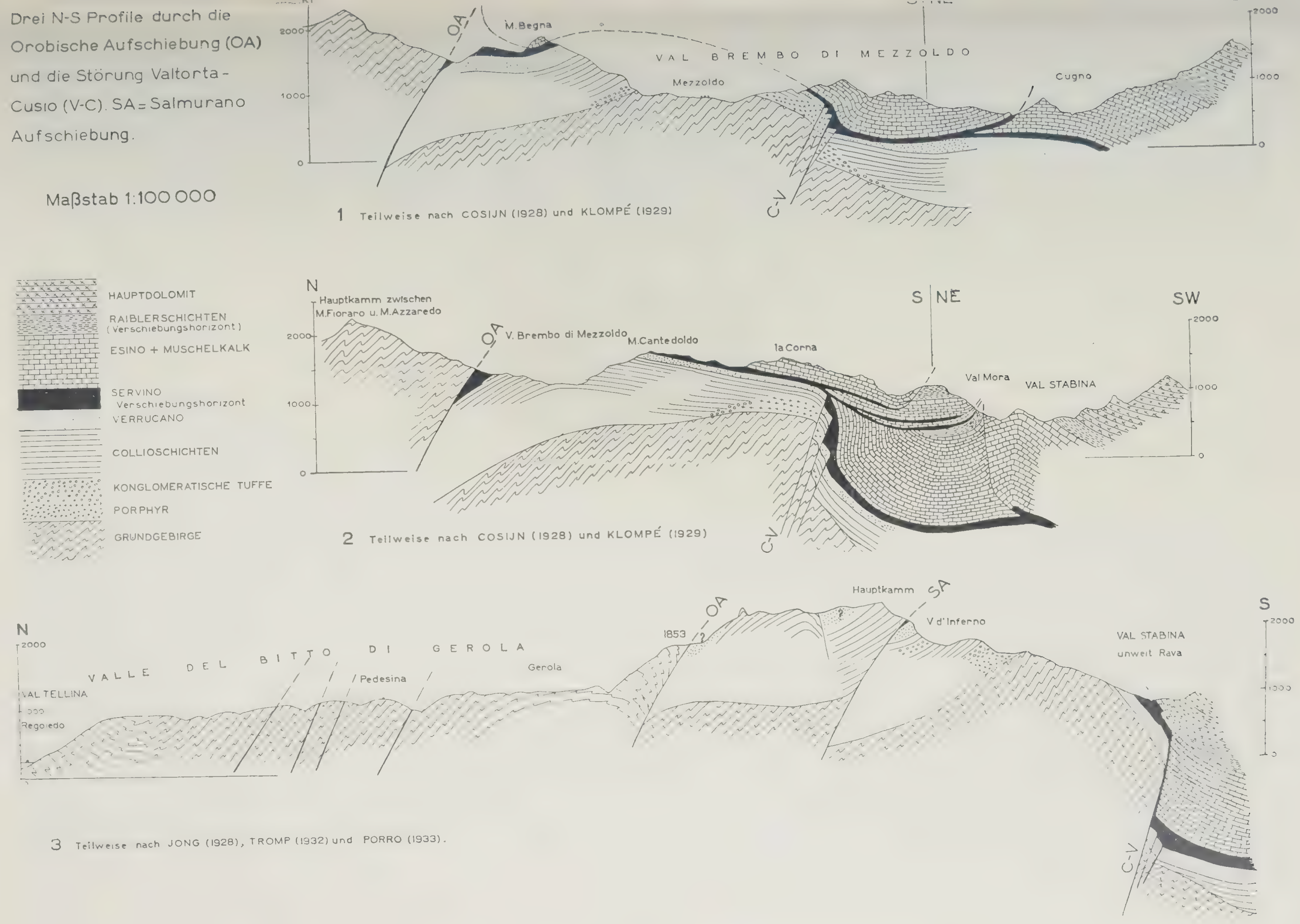
Diese Störungen lassen plötzlich das Perm im Tal von Mezzoldo zu Tage treten. Man kann sich schwer vorstellen, dass sie nur den Porphyr durchschneiden: wahrscheinlich gehen sie bis ins kristalline Grundgebirge weiter. Es ist also anzunehmen, dass südlich von den Fenstern von Caprile und Mezzoldo eine Störungszone im Grundgebirge verläuft, die eine höhere, aufgeschobene, nördliche Scholle von einer tieferen südlichen trennt (Fig. 1 B und 2). Aus der Skizze des Grundgebirgsreliefs von Wennekers (1932, Fig. 1) ist der Verlauf dieser Zone ebenfalls herzuleiten.

Die neueste Karte der Gegend zwischen Mte Ponteranica und Pizzo Tre Signori von Porro (1933) zeigt, dass das Fenster von Salmurano gar keine Kulmination, wie Jong es dargestellt hat, ist. An der Südseite ist das Kristallin gegen Perm aufgeschoben (siehe Fig. 2, *3*). Diese Aufschiebung setzt sich nach E fort, wo Porro im Rio Ponteranica Gneischiaro aufgeschlossen fand (1933, S. 392). Die W- und E-Begrenzungen machen eher den Eindruck von transversalen Störungen als von Ausbissen einer horizontalen Verschiebungshorizont. Auch zwischen Casera Camisolo und Bta Lavez beobachtet Porro eine Störung bis ins Grundgebirge. Doeglas (1930, Fig. 5) vermutete schon, dass im Westen, in der Umgebung von Lago di Lugano, das Grundgebirge sich an der Tektonik beteiligt hat.

Wir werden sehen, dass noch viele wichtige Störungszonen in den Sedimenten durch Brüche im Grundgebirge zu erklären sind.

Die Struktur der permischen Schichten wird in erster Linie durch den Bau des Grundgebirges bestimmt. Ein so intensiver Schuppenbau als Wennekers annimmt, scheint mir nur ausnahmsweise vorzukommen. Jedenfalls müssen wir an vielen Stellen Schubflächen von früheren Autoren fallen lassen, besonders die, welche aus Verdoppelungen abgeleitet wurden um die Mächtigkeit der Collioserie zu erklären. Wir haben im Gebirgsabschnitt zwischen Corno Stella und Pzo del Diavolo di Tenda gesehen, wie stark diese Schichtfolge auf ziemlich kurze Distanz an Mächtigkeit wechseln kann (500—2000 m). Ebenfalls sind Schuppen, die nur aus Einschaltungen von Konglomeraten abgeleitet worden sind, anzuzweifeln, solange nicht feststeht, dass es sich um Oberperm handelt (vgl. Dozy, Ueber das Perm der Südalpen). Ich glaube annehmen zu müssen, dass erst bei stärkerem Zusammenschub und bei günstigen Bedingungen Schuppen im Perm entstehen werden. (Val Marcia, Buning, Casera dei Dossi und Armentarga, Dozy).

Zusammenfassend möchte ich feststellen, dass das Grundgebirge sowohl südlich wie nördlich der Orobischen Aufschiebung gestört ist, dass sein Bau in erster Linie den des Permes bestimmt, dass die Störungen und Schuppen im Grundgebirge und Perm durchwegs ein N-Fallen zeigen und dass man also zur Erklärung eine von N nach S gerichtete aufschiebende Kraft annehmen muss.



Drei N-S Profile durch die Orobische Aufschiebung (OA) und die Störung Valtorta-Cusio (V-C). SA = Salmurano Aufschiebung.

Fig. 2.

3. Die Bewegungen der mesozoischen Schichtfolge; tektonische Diskordanzen.

Schon aus dem Profil Fig. 1 A durch die Südseite des Fensters von Mezzoldo ergibt sich, dass S-fallender Servino die N-fallende Bruchzone bedeckt. Aus den Aufnahmen von Cosijn wissen wir, dass der Muschelkalk wie ein Gewölbe nach S. taucht. Der Bruch äussert sich in den mesozoischen Sedimenten als eine Flexur: es zeigt deutlich, durch die Anwesenheit eines Ueberschiebungshorizontes im Servino die besonders von Wennekers betonte tektonische Unabhängigkeit der Kalke gegenüber dem Perm und dem Kristallin.

In der Umgebung von Valtorta und Ornica grenzt S-fallender Hauptdolomit an permische Schichten: Muschelkalk, Esinokalk und Raiblerschichten fehlen. In der Val Aqualina beobachten wir S-fallenden Esinokalk neben Verrucano: hier fehlen Werfenien und Anisien. Diese und ähnliche Lücken an der Südseite einer Kulmination im Untergrunde sind nicht zu erklären, wenn man annimmt, dass die mesozoischen Schichten von N nach S über die Kulmination geschoben worden sind. (Wennekers, Cacciamali). In diesem Fall würde man an der Südseite, im Schatten der Kulmination, eine normale, ununterbrochene Schichtfolge erwarten. Wenn Verdoppelungen auftreten oder Schuppen entstehen, muss man die tiefsten Schichtpakete anstehend finden; sie dürfen jedenfalls nicht fehlen. Nehmen wir aber an, dass die Kalkpakete von S nach N gegen eine Erhöhung des Untergrundes, wie diese auch entstanden sein mag, aufgeschoben worden sind, so ist es verständlich, dass die älteren, tieferen Schichten zurückbleiben oder in der Tiefe zusammenschuppen, während die jüngeren Schichten mit den Gesteinen der Kulmination in Berührung kommen und sich aufschieben (Fig. 4).

Es ist nicht gewagt, eine Verwerfung oder eine steile Aufschiebung im Grundgebirge und im Perm anzunehmen, die ungefähr an der Stelle der Aufschiebung Valtorta—Cusio und südlich an den Fenstern von Caprile und Mezzoldo vorbeigeht. Eine zweite fängt vielleicht in der Nähe von Bordogna an und verläuft durch die Val Secca und die Val Aqualina (Bruch von Val Canale—Bondione). Dass die letzte Störung sich ins Grundgebirge fortsetzt wird bei Lizzola alta S.E. Bondione bewiesen. Die Gebirgsmasse, die nördlich einer solchen Verwerfung höher liegt als südlich davon, bildet eine Steilstufe, wogegen die mesozoischen Kalke vom S her aufgeschoben worden sind.

In der Val Aqualina beobachtet man in der Schwelle unterhalb Baita Corte di Mezzo (1675 m), schwach N-fallende konglomeratische Tuffe aus der Collioserie. Sehr schön liegen steil S-fallende, schwach wellig gefaltete Mergel und mergelige Kalke des Servino gegen die permischen Schichten aufgeschoben. Es zeigt sich eine Diskordanz, die ganz tektonischer Entstehung ist. Die Mesozoischen Schichtpakete empfanden einen derartigen Widerstand von der Perm + Kristallin-„Stufe", dass die Kalke sich über ihren Gleithorizonten von S nach N gegen sie aufschuppten. Dies erklärt die verwickelten Wiederholungen (Schuppen) in der oberen Val Secca und im Mte Marogella. Vielleicht ist die Verdoppelung in der Südwand der Val Aqualina, die auch bei Ardesio in der Valle Seriana zu beobachten ist, darauf zurückzuführen.

Bisweilen ist es den Kalken ziemlich gut gelungen gegen die Störungsflächen aufzuschieben, in anderen Fällen geschah es nicht. An der Störung bei Valtorta bleiben die älteren Schichten in der Tiefe zurück (Fig. 2, *3*); nur Hauptdolomit ist ein wenig aufgeschoben. Vielleicht war die Sprunghöhe zu gross oder war der Druck aus dem S in den Kalken weniger stark.

Zusammenfassend dürfen wir also sagen, dass die mesozoischen Schichten in der Regel vom Süden her an Störungen im permo-kristallinen Untergrund im N aufgeschoben wurden und die Kalke bisweilen in Schuppen aufgeschichtet worden sind. Gleithorizonte in der mesozoischen Schichtfolge spielen eine Hauptrolle dabei. Die nach S fallenden Strukturen des Servino und der Kalke bedecken den im allgemeinen nordwärts fallenden Bau des Permes und des Grundgebirges diskordant. Diese Diskordanz ist tektonischer Entstehung.

4. Analogie mit der „Val Trompia-Linie".

Nördlich von Collio (Val Trompia) und Bagolino (Val Caffaro) findet sich eine schwach N-fallende Grundgebirgstafel, die von permischen Ablagerungen bedeckt ist. Südlich der Val Trompia-Linie finden sich nur mesozoische Sedimente an der Oberfläche. Auf zwei Querprofile (N—S) durch die Val Trompia-Störung möchte ich aufmerksam machen.

In der Valle di Seramando, N. Collio, beobachtet man, dass Verrucano und Grundgebirge durch steil N-fallende Verwerfungen getrennt, nebeneinander vorkommen, ganz sowie Ed. Suess (1869, Tafel 1) und Ampferer und Hammer (1911, Fig. 22) es zeichnen. Am Fahrweg von Collio über S. Colombano zum Giogo del Maniva passiert man öfters Verrucano, durch eine Verwerfung vom Grundgebirge getrennt. Auf der Passhöhe der Maniva sind die Verhältnisse ganz anders (siehe Fig. 3). Die

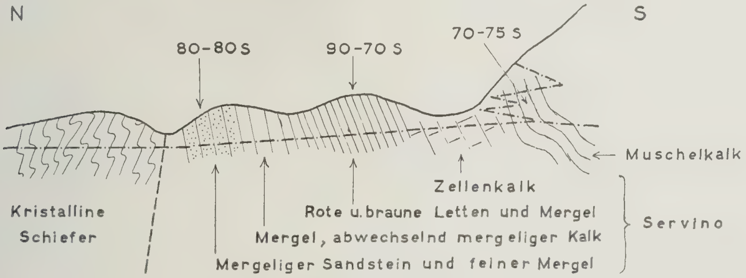


Fig. 3.
Schematische Ansicht der W. Seite des Giogo del Maniva.

N. Hälfte besteht aus kristallinen Schiefern. S davon liegt der Servino steil gegen das Grundgebirge aufgeschoben, während wir deutlich beobachten, dass das Mesozoikum nach S eine viel flachere Lage zeigt.

Dieser Fall, in der Tiefe steil N-fallende Störungen im Grundgebirge + Perm, in der Höhe von S nach N aufgeschoben Servino + Mesozoikum gegen den höheren Flügel der Störung, ist ganz analog den obenerwähnten Strukturen, die wir in den mehr westlichen Gebieten be-

obachtet oder aus den Lagerungsverhältnissen rekonstruiert haben. Dass diese vermutete Strukturen richtig sind, wird durch dieses deutlich aufgeschlossene Beispiel von Collio-Giogo del Maniva wahrscheinlich gemacht.

5. Tektonische Synthese.

Das Gebiet S der Insubrischen Linie, wozu auch die Bergamasker Alpen gehören, ist immer das Hinterland der sich faltenden und aufschiebenden Alpendecken gewesen. Vom Anfang der alpinen Tektogenese an ist also bei jedem Paroxismus die Kontinental-Scholle, die wir bequemlichkeitshalber die Po-Tafel nennen wollen, gegen das Vorland der Alpen bewegt worden. Nehmen wir an, dass dieses Vorland unbeweglich war, so dürfen wir von einer Bewegung nach N dieser Tafel sprechen. Aus der Tektonik des Grundgebirges in der N-Hälfte der Bergamasker Alpen ergibt es sich (Tromp, Dozy), dass diese Scholle an ihrer Oberseite immer die Reaktion der von ihr vorgestossenen Decken empfunden hat. Dies äusserst sich dadurch, dass jedes nördliche Stück an alten oder neuen Brüchen gegen das südliche aufgeschoben oder überschoben wurde, wobei N—S bewegungen stattgefunden haben. Ein Gebiet, das schon von steilen Brüchen durchzogen ist, wird z. B. die Bewegungen mitmachen, wie wir sie zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo beobachtet haben:

1°. Eine schwache Faltung.

2°. *a.* Kippen der Grundgebirgsblöcke zwischen zwei steilen, schon anwesenden Brüchen; die Bruchflächen werden schief gestellt.

b. Auf- und Ueberschiebung; Schuppenbildung in den permischen Schichten.

c. Stärkere Zusammenpressung; Steilstellung der Aufschiebungsflächen.

Wo von vornherein schon flachliegende Störungen anwesend sind, wird das Kippen der Blöcke und das Schiefstellen der Bruchflächen unterbleiben.

Wenn keine günstigen, älteren Strukturen da sind, wird eine entstehen, die direkt Auf- oder Ueberschiebung möglich macht. Diesen Bau zeigen die westlichen Teile der Bergamasker Alpen, wo auch die Orobische Störung fast als eine Ueberschiebung entwickelt ist. (Buning, Crommelin). Der Erfolg dieses Zusammenschubes des Grundgebirges ist, dass die N—S Dimensionen verkleinert werden.

Die mesozoischen Kalke liegen über den Gleithorizont des Servino, mehr oder weniger als eine gelöste Platte auf dem vom N her zusammenschiebenden Gebirge. Die logische Folge ist, dass die Kalke gegenüber ihrem Untergrund von S nach N überschoben erscheinen. Bezüglich der Po-Tafel machen diese Sedimente keine Bewegung nach N; sie bleiben eher gegenüber ihrer allgemeinen Nordbewegung zurück.

Während also im Untergrund (Grundgebirge + Perm) Störungszonen und Aufschiebungen entstehen, wird er unter dem Mesozoikum zusammengeschoben. Allmählich entstehen Zonen mit erheblichen Sprung-

höhen. Im selben Mass werden zu gleicher Zeit die Kalke scheinbar nach N gestaut. Im Anfang werden sie eine Störung wie eine Flexur überspannen. (Fig. 2, *1*, S. Mezzoldo). Geht die vertikale Bewegung der Störung weiter, oder ist sie schneller, so wird die Flexur brechen. Der Bruch setzt sich dann in den Kalken nach oben fort. In diesem Fall werden wir tektonische Diskordanzen erwarten (obere Val Aqualina). Ist das erste Kalkpaket jetzt nicht im Stande sich gegen die Störung aufzuschieben und geht der Zusåmmenschub des Untergrundes weiter, so werden sich Verdoppelungen und Schuppen von S nach N) bilden (Fig. 4). In anderen Fällen scheint es, als ob die Störung schneller

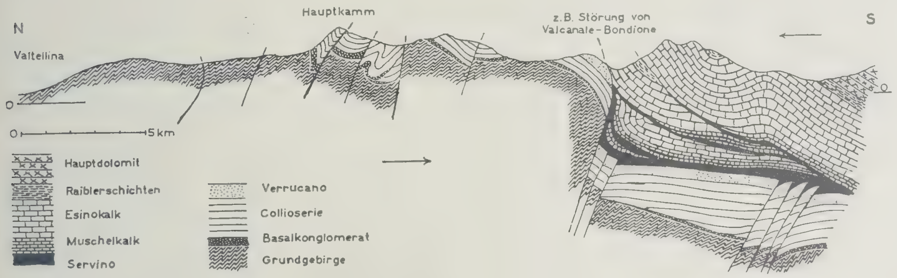


Fig. 4.
Theoretisches Profil durch den Bergamasker Alpen.

entstanden ist, als sich das Mesozoikum aufschieben konnte, oder dass sie schon früher diese Sedimente durchzog. Die tiefen mesozoischen Schichten sind dann nicht imstande sich emporzuschieben. Vielleicht häufen sie sich in der Tiefe an, während die horizontale Bewegung ebensogut durch einen höheren Verschiebungshorizont übernommen werden kann (siehe Fig. 2, *3*; Raibler Schichten bei Valtorta, Wennekers, 1930, Fig. 4).

Man könnte einwenden, dass das Aufschieben des Mesozoikums nach N nur solange stattfinden kann, als es ununterbrochen mit der ungestörten Bedeckung der Po-Tafel im S verbunden ist, wenn nicht die unterliegende Grundgebirgsmasse so ausgedehnt ist, dass auch diese sich durch kleine Störungen von weniger Bedeutung zusammenschiebt. Die unterschiebenden Bewegungen der Grundgebirgsblöcke werden aber von N nach S fortschreiten, so dass es nicht unwahrscheinlich ist, dass mehrere Zonen von aufgeschobenen Sedimenten hintereinander vorkommen.

Die obenerwähnten Strukturen sind besonders abhängig von der Anwesenheit eines Gleithorizontes im Servino. Dieser ist aber nicht immer entwickelt: die Reibung zwischen Mesozoikum und Perm + Grundgebirge kann so gross sein, dass eine unabhängige Tektonik in beiden Gesteinskomplexen nicht entstehen kann. Der Bau, der dann entsteht, wird natürlich dem ähnlich sein, den wir bis jetzt nur im Perm gesehen haben. In der Gegend der Grignagruppe, wo der Servino infolge des Fazieswechsels nach W von dem weiter östlich vorkommenden verschieden ist, beobachtet man von N nach S überschobene Schuppen (E. Trümpy, 1930, Buning, 1932).

Auch kann die Form oder die Anwesenheit von mehreren Störungszonen eine N—S gerichtete Tektonik in den Kalken veranlassen. So bekommt man vom Mesozoikum des Mte Pegherolo—Pizzo del Vescovo den Eindruck, dass es durch die Orobische Aufschiebung eingeklemmt worden ist. Dieses Sedimentpaket ist durch zwei einander ablösende Störungen von der S angrenzenden Schichtmasse getrennt und zwar im W durch die Störung von Valtorta—Cusio, die gegen E ausklingt, während SE von der Stelle, wo dieser Bruch unter den Sedimenten verschwindet, in der Nähe von Val Negra und Bordogna die Störung von Val Canale — Bondione anfängt, die rasch an Bedeutung zunimmt. So hängt die höher liegende mesozoische Platte des Mte Pegherolo—Pzo del Vescovo längs einer NW—SE gerichteten Zone zwischen Cusio und Valnegra mit dem Mesozoikum der Val Stabina, Mte Venturosa, und demjenigen S der Val Secca zusammen. (Siehe Fig. 5). Die mesozoische Platte des Mte Pegherolo wurde durch seine Unterlage und durch die Orobische Aufschiebung festgehalten und so in der Zone Cusio—Valnegra durch seine höhere Lage über die tiefer liegenden Kalke der Val Stabina—Mte Venturosa geschoben. Man kann ebensogut sagen, dass Unterschiebung der letzteren unter die Platte des Mte Pegherolo stattfand. Die löffelförmigen Aufschiebungen, die Cosijn (1928) in den obenerwähnten Zone fand (siehe Fig. 2), sind ja nur NE—SW gerichtete Schuppen! Ihre Lage ist also dadurch erklärt, dass die Störung Valtorta—Cusio durch die weiter südlich liegende Störung von Val Canale—Bondione abgelöst wird (Fig. 5).

Zusammenfassend stellen wir also fest, dass die Po-Tafel nach N geschoben wurde;

dass man im kristallinen Grundgebirge und im Perm Aufschiebungen, Ueberschiebungen und Schuppen beobachtet, die auf eine Bewegung von N nach S hinweisen. Wenn jüngere Schichten einheitlich mit dieser Unterlage verbunden sind, setzen diese Strukturen sich auch im Mesozoikum fort;

dass die mesozoischen Kalke, wenn eine Gleithorizont anwesend ist, *gegenüber ihrer direkten Unterlage* (also Grundgebirge + Perm) von S nach N geschoben sein können;

dass aber die Kalke an sich auch Strukturen zeigen können, die aus einer Bewegung von N nach S herzuleiten sind, z. B. an der Rückseite (S-seite) einer Kalkplatte bezüglich des nächst südlichen.

Ich möchte also nachdrücklich betonen, dass die Detailstrukturen stark wechseln können, von den lokalen Verhältnissen abhängig sind, und dass der allgemeine Bauplan durch Generalisieren einzelner Strukturen nicht zu erklären ist.

6. Die „Verschiebungshorizont der permisch-untertriadischen Ablagerungen'' (Wennekers).

Aus der obengegebenen Darstellung ergibt es sich schon, dass wir dieser Verschiebungsfläche eine geringe Bedeutung zuschreiben. Zwar haben wir im Gebiet zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo gesehen, dass oft Verschiebungen an dieser Diskontinuitätsfläche

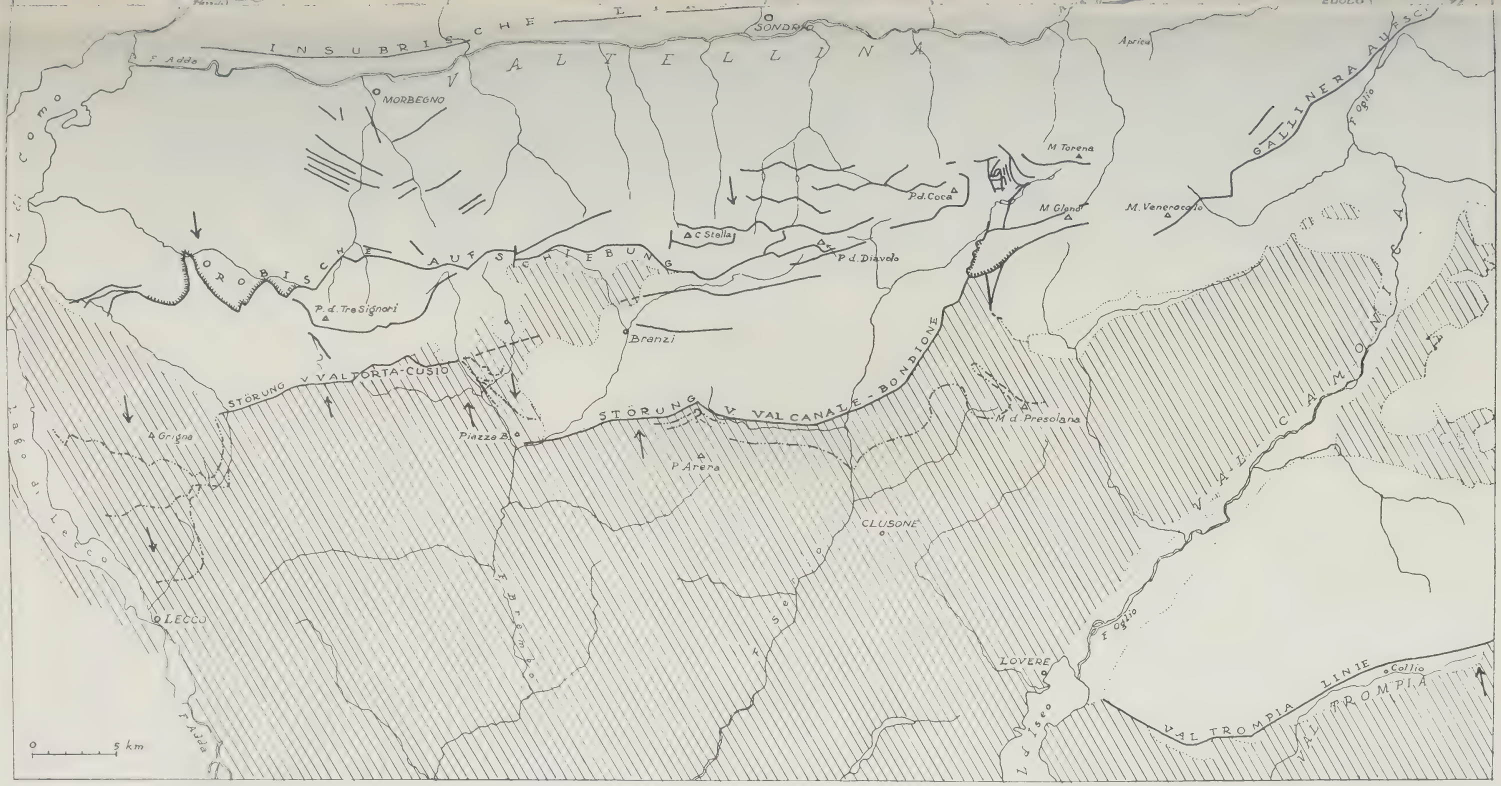


Fig. 5.

Tektonische Karte der Bergamasker Alpen, zusammengestellt unter Berücksichtigung der Aufnahmen von Buning, Cacciamali, Cornelius und Cornelius—Furlani, Cosijn, Crommelin, Dozy, Hofsteenge, Jong, Klompé, Porro, Salomon, Tilmann, Timmermans, Tromp, E. Trümpy, Wennekers und unveröffentlichten Angaben von J. Weeda.

Schraffiert sind die über den Servino liegenden mesozoischen Sedimente. Weiss ist Grundgebirge, Perm und Servino, Alluvionen und die Tonalite der Adamellogruppe.

——— Störung die sich bis in das Grundgebirge fortsetzt.

— — — diegleiche von Mesozoikum verdeckt.

—.—.— Schubfläche in den Kalkpaketen.

stattfanden, aber auch, dass diese Flächen geringen Einfluss auf den tektonischen Aufbau gehabt haben. Die Tektonik des Grundgebirges setzt sich immer im Perm fort. Erst bei stärkerem Zusammenschub finden Bewegungen auf dieser Fläche statt, die dann zur Schuppenbildung führen können. Von einem richtigen Verschiebungshorizont war niemals die Rede. Gangmylonite haben diese Fläche gerne aufgesucht. Die Grenzfläche war Wennekers aus seinem Kartierungsgebiet nicht bekannt; wahrscheinlich hat er an die Aufschlüsse an der Südseite des Fensters von Mezzoldo und an der Umgebung von Ornica gedacht, wo die sog.: „basalen Tuffoide" aufgeschlossen sind. Die Umrahmung des Fensters von Salmurano wird man nach der Arbeit von Porro (1933) kaum mehr als die Ausbisse einer Verschiebungsfläche betrachten. Aus seiner Karte und einigen Abbildungen gewinnt man den Eindruck, dass man es mit steilen transversalen Störungen zu tun hat. Es ist schade, dass er seine Ansichten nicht mit einem Querprofil erörtert hat.

In einer vorigen Arbeit sind wir zum Schluss gekommen, dass die basalen Tuffoide tektonischer Entstehung sind und eine Zone von Reibungsbreccien, Myloniten und Gangmyloniten darstellen. Wir sind also gezwungen, dort, wo diese Gesteine mächtig entwickelt sind, einen Verschiebungshorizont anzunehmen und zu versuchen ihn zu erklären. Es fällt dabei auf, dass die basalen Tuffoide in der Gegend vorkommen, wo die Orobische Aufschiebung sehr flach liegt: das Perm wird sich leichter von seiner Unterlage lösen und darüber zusammenschuppen. Man könnte die basalen Tuffoide vom Pso di Camisolo und Casera di Camisolo so erklären, aber die weiteren Vorkommnisse an der Ost- und Südbegrenzung des kristallinen Fensters von der Val Sassina lassen sich weniger leicht damit in Verbindung bringen, besonders nachdem Porro (1933) noch eine Störung am Südrand des Fensters von Salmurano gefunden hat. Ich möchte darauf aufmerksam machen, dass die Fundorte in der Umgebung von Valtorta, auf der Costa Peghera, sowie die von den Prati Vergadella, Ornica und Mezzoldo alle in der Umgebung der Störung Valtorta—Cusio liegen. Wenn sich einmal eine Verschiebungsfläche zwischen Grundgebirge und Perm gebildet hat, so werden bei jeder Bewegung Verschiebungen in dieser Zone stattfinden, die durch die Tatsache verursacht werden, dass die mesozoischen Kalke vom Süden aus immer gegen die N—S bewegte permische Schichtfolge gepresst werden. Es ergibt sich aus den Dünnschliffen, das wiederholte Bewegungen stattgefunden haben müssen. Es ist keine fremde Tatsache, dass ziemlich untergeordnete Bewegungen in massigen Gesteinen, wie die Porphyre, an derer Basis die „Tuffoide" immer vorkommen, gerade mächtige, beanspruchte und brecciöse Zonen bilden.

Es ist wahrscheinlich, dass die Gangmylonitschmelze aus den Störungsflächen des Grundgebirges stammen, z. B. aus den tieferen Teilen der Störung Cusio—Valtorta, und von dort auf die hier gut entwickelte Verschiebungszone zwischen Grundgebirge und Perm injiziert wurde. Es bleibt immerhin möglich, dass auch an der zuletzt erwähnten Zone selbst genügend Wärme zur Schmelzung von Myloniten entwickelt wurde.

7. Vergleich mit anderen südalpen Gebieten — Luganer Hauptverwerfung — Dolomiten.

Es scheint, dass die angegebene Bauformel der Bergamasker Alpen für ein grösseres Gebiet gilt, sei es denn auch, dass wir auf die grosse Veränderlichkeit der Detailstrukturen und der relativen Schubrichtungen achtgeben müssen.

Die Strukturen, die FRAUENFELDER (1916) und DOEGLAS (1930, Fig. 5), für das Gebiet östlich Lago di Lugano ableiten, sind im Grund wenig verschieden von den der Orobischen Alpen. Die Luganer Hauptverwerfung trennt ein östliches Gebiet mit einer doppelten Tektonik (Grundgebirge und Sedimente bis zu den Raibler Schichten, — Hauptdolomit und jüngere Stufen) von einem westlichen, wo Mesozoikum und Grundgebirge im Vergleich zu einander weniger gestört liegen. Die Luganer Hauptverwerfung soll also der Ausbiss der plötzlich in W-Richtung emporsteigenden Verschiebungszone sein. Doch glaube ich mit FRAUENFELDER, dass eine Störung im Grundgebirge den Verlauf dieser Zone bestimmt. In erster Linie trennt sie ja ein tieferes östliches von einem höheren westlichen Gebiet. Wenn man mit DOEGLAS die verschiedene Tektonik durch eine von der senonen Erosion erzeugte Trennung erklärt, so ist die tiefere Lage des östlichen Gebietes nicht damit erklärt.

Es kommt mir wahrscheinlich vor, dass diese transversale Hauptverwerfung, die sich bis ins Grundgebirge fortsetzt, teilweise von den entlang schiebenden Massen überschoben und verwischt worden ist, so dass man an verschiedenen Stellen jetzt den Eindruck gewinnt es mit einem Verschiebungshorizont zu tun zu haben. Das Fehlen ganzer Schichtpakete, z.B. zwischen Porphyr und Lias, ist so leicht zu erklären (Melano). FRAUENFELDER hat schon gezeigt, dass die tangentiellen Kräfte sich im Osten in horizontaler Richtung durch ein Verschieben der Kalke nach S über Gleithorizonte geäussert hat, während im Westen die Sedimente mit dem Grundgebirge zusammen senkrechte Bewegungen mitgemacht haben. Ob es nötig ist eine NE—SW gerichtete Kraft im Gebiet östlich der Luganer Hauptverwerfung anzunehmen (DOEGLAS) muss sich aus eine Detailkartierung im Gebiet zwischen Luganer- und Comersee ergeben.

Es ist interessant zu sehen, dass die Dolomiten denselben Leitmotiv in ihren tektonischen Bau zeigen wie die Bergamasker Alpen.

Das Grundgebirge ist an einigen etwa E—W verlaufenden Störungszonen meist von N nach S aufgeschoben. (Die Villnösser Linie hat aber einen höheren S-Flügel). Zwei Faltensysteme interferieren; die Schichtpakete sind über dazu geeignete Gleithorizonte in verschiedenen Richtungen verschoben worden, jedoch besonders gegen NNE und WNW, also senkrecht zur Pustertaler- und Judikarienlinie (OGILVIE GORDON, 1927, MUTSCHLECHNER, 1932, 1933, VON KLEBELSBERG, 1928 mit weiterer Literatur).

Es ist wahrscheinlich, dass eine solche Reaktionstektonik, die sich immer nach den lokalen Verhältnissen und Widerständen entwickelt hat, für einen grossen Teil der Südalpen gilt.

8. Der Einfluss des alpinen Axialgefälles.

Viele Geologen haben versucht die Bergamasker Alpen in verschie-

dene tektonische Zonen einzuteilen und Störungszonen zu parallelisieren. Wir haben aber gesehen, dass die Insubrischen und die Orobischen Störungszonen lange nicht die einzigen Aufschiebungen sind und dass sich sowohl zwischen der Insubrischen und Orobischen Linie wie S davon zahllose mehr oder weniger bedeutende Störungen im Grundgebirge finden. Alle diese Einteilungen, die darauf fussen, verlieren also an Bedeutung.

Im Verlauf einiger wichtigen tektonischen Linien glaube ich aber einen neuen Anlass zur Auffassung, dass die Struktur der Lombardischen Alpen die Folge der Reaktion der sich bildenden Alpendecken auf ihrem Hinterland ist, zu sehen.

Die Störung Val Canale—Bondione und die Val Trompia—Judikarienlinie zeigen eine auffallende Gleichförmigkeit. Beide haben sie einen etwa W—E gerichteten Teil (Val Secca—Val Aqualina und Val Trompia), der in SW—NE Richtung umbiegt (Gromo—Lizzola alta und Judikarienlinie). Der N- oder NW-Block liegt immer höher als das S oder SE-liche Gebiet. Es ist, alsob die nach N schiebende Po-Tafel gegen einen Widerstand angepresst wurde, der im W höher als im E war. Im W wurde das Grundgebirge der Tafel also weiter emporgeschoben als im E, wo es weniger gehemmt wurde.

Ein solcher Widerstand lässt sich nicht weit suchen. Die ganz nahen Penninischen und Ostalpinen Decken zeigen in der Bernina ein starkes Axialgefälle.

Wenn wir annehmen, dass jeder NW-Block stärker nach S aufgeschoben wurde, als das S und E-lich gelegene Gebiet, so dürfen wir auch erwarten, dass die SW—NE Teile der obenerwähnten Störungslinien eine transversale Bewegungskomponente besitzen. Für die Val Canale—Bondione Störung ist dies möglich. Im nördlichen Grundgebirge treten östlich und westlich des Pizzo del Diavolo (2927 m) starke Bewegungsdifferenzen auf (siehe Dozy und Timmermans: „Erläuterungen zur Geol. Karte der zentralen Bergamasker Alpen" in Leidsche Geol. Mededeelingen).

Die Orobische Aufschiebung unterscheidet sich im E nicht von den anderen Störungen im Grundgebirge. Nach W, wo die alpinen Decken stärker kulminieren, nimmt auch ihre Sprunghöhe zu und entwickelt sie sich sogar zu einer Ueberschiebung. Im W löst sie sich, wie Buning mit grosser Genauigkeit gezeigt hat, in eine stark verschuppte Zone auf, die bei Taceno und Parlasca in SW Richtung unter die Sedimente der Grignagruppe taucht. Dieses Mesozoikum wurde dann auch, wie oben schon erwähnt wurde, mit dem Grundgebirge nach S verschoben. Andere Störungen lösen wahrscheinlich die Orobische Aufschiebung in der Gegend des Comersees ab.

9. Ueber die Zugehörigkeit der Bergamasker Alpen zum alpinen Tektogen.

Das Fehlen genauer Detailuntersuchungen in unserem Gebirgsabschnitt veranlasste langjährige Diskussionen: die Bergamasker Alpen wurden entweder ganz als ein fremdes, S bewegtes Gebirge den Alpen gegenübergestellt, oder sie wurden schroff durch eine sehr tiefgreifende

Bruchlinie in einen nördlichen alpinen Teil und einen südlichen dinarischen Teil zerlegt. Kurz: in der Literatur über die Alpino-Dinarischen-Grenze bildete unser Gebirge für jede Auffassung eine Möglichkeit.

Zuerst fragen wir uns, ob wir die Bergamasker Alpen als Ganzes oder als zwei tektonisch grundverschiedene Teile aufzufassen haben; dann, wozu wir sie rechnen müssen: gehören sie zum alpinen Tektogen oder zu den Dinariden. Ueber die Wurzelfrage wird das Schlusskapitel handeln.

Ed. Suess kam in seinem „Antlitz der Erde" zum Schluss, dass das Dinarische Gebirge in den Alpen zu verfolgen ist, und dass dieser Teil der Südalpen scharf durch eine „tonalitische Narbe" vom alpinen Gebirge zu trennen ist. Bestärkt durch die Koberschen Auffassung eines normalen zweiseitigen Tektogens haben viele Forscher seitdem in den Südalpen ein den Alpen fremd gegenüberstehendes Gebirge gesehen, das wie die Dinariden s.str. in südliche Richtung gefaltet wäre. Diese dem Anschein nach einfache Lösung wirkt sosehr, dass vor kurzem noch Cacciamali (1930) in den Bergamasker Alpen eine schöne von N nach S gefaltete und überschobene Deckenfolge annimmt und eine tektonische Karte gibt, die mit schon damals bekannten Detailaufnahmen spottet. (Man vergleiche z.B. die Karte von Cosijn, 1928). Wird sind auch jetzt noch lange nicht daran, eine so detaillierte Synthese geben zu können.

Termier hat eine Ueberschiebung der Dinariden über die Alpen vorgeschlagen und schuf so den Zusammenhang der Oberostalpinen Decken als „traineau écraseur" mit unseren Dinariden. R. Staub führte diesen Gedanke weiter und versuchte eine Wurzel zu den Oberostalpinen Decke in der Catena Orobica zu erkennen, die so in eine N-Hälfte durch die Orobische Ueberschiebung von der Südhälfte, vom „dinarischen Block", getrennt wurde.

Aus den Arbeiten der letzten Jahre hat es sich aber ergeben, dass wir in unserem Gebirge unmöglich eine Wurzel, also den „steilgestellten, rückwärtigen Teil einer Decke" (Staub; „Bau der Alpen", p. 213) erblicken können. Cornelius und Cornelius-Furlani (1930) haben gezeigt, dass die Sedimentfetzen an der insubrischen Linie zum S anschliessenden Gebirge gehören. Dieses Gebirge trägt noch hier und da Reste einer Sedimentbedeckung: bei den Laghi di Porcile (Wennekers, 1930), auf dem Pzo Ceric (Dozy). Im Kamm zwischen Pzo di Rodes und Pzo Biolco (Dozy und Timmermans) und sogar in der Val Tallina, wo schon Spitz (1919, S. 235) bei Sazzo Quarzkonglomerate erwähnt. Ich beobachtete dort an der Strasse vom Bahnhof Ponte nach Sazzo und zwischen Sazzo und Boffetto Basalkonglomerate und Collioschiefer. Schon aus diesen einfachen Beobachtungen ist eine theoretische Lösung, wie Staub sie im „Bau der Alpen", Fig. 59, Tafel XXVIII und auf Profil 13 gegeben hat, abzulehnen. Aber auch aus strukturellen Gründen ergibt sich keine Wurzelnatur. Von älteren Strukturen würde man erwarten, dass sie eine andere Lage bekommen hätten, jedenfalls eine von der des nicht emporgefalteten „dinarischen Hinterlande" verschieden. Wennekers hat logisch eine solche Struktur dargestellt (1932), aber spätere Untersuchungen haben sie als unrichtig erwiesen. Tromp, Dozy, und Timmermans haben die Struktur des Grundgebirges im N studiert und mit

der des südlichen vergleichen können: es ergab sich kein prinzipieller Unterschied.

Die Schlussfolgerung unserer Untersuchungen ist also, dass die Orobischen Alpen als eine einheitliche Masse zu betrachten sind und dass die „oberostalpine Wurzel Staub's" *nicht existiert.*

Das Faltengebirge nordöstlich der Adria und in der Balkanhalbinsel hat Suess „Dinariden" genannt. In unserer obengegebenen Darstellung haben wir gesehen, dass es sich in den Südalpen nicht um ein unabhängiges Gebirge handelt sondern dass wir es mit einer zersplitterten Kontinentalscholle zu tun haben. Viele Forscher sind schon zu ähnlichen Gedanken gekommen und es hat sich die contradictio in terminis „dinarische Masse, dinarischer Block" eingebürgert. Man hat aber nicht aufgehört, sie als ein alpenfremdes Gebiet zu sehen und noch bis vor kurzem eine Trennungslinie erster Ordnung, die Alpino-Dinarische Grenze, innerhalb eines Gebirges gesucht, das genetisch als ein Ganzes betrachtet werden muss. Die Reaktionsstrukturen der Orobischen Alpen sind ohne das Aufschichten und Falten der nordbewegten Alpendecken nicht zu erklären. Es handelt sich nur um die Reaktion im Nordrand des südlichen Hinterlandes. In dieser Hinsicht sind die Bergamasker Alpen mit den autochtonen Massiven, wie Aare- und Gotthardmassiv zu vergleichen. Letztere bilden den Südrand des nördlichen Vorlandes, der ebenfalls von der Alpenfaltung beansprucht worden ist.

So kommen wir in diesen zentralen Südalpen zur Ueberzeugung, dass der Streit um die alpino-dinarische Grenze nach E verlegt werden muss, wo er eigentlich schon längst von Winkler, Jenny und anderen etwa am Isonso und an der Save geschlichtet worden ist.

Die Kontinentalscholle, die wir oben die Po-Tafel genannt haben, die sich unter der ganzen Po-Ebene, Venezien und der Adria erstreckt und deren Nordrand von den Südalpen gebildet wird, wurde nach N bewegt. Die Oberseite der sich faltenden und überschiebenden Masse war verhältnismässig starr. Ihr Bewegungsbild war ein diskontinues: Bruchüberschiebungen und Deckschuppen traten besonders auf (ostalpine Decken). Die tiefer liegenden Teile der Gebirgsmasse müssen plastisch reagiert haben. Nach den Untersuchungen und Darstellungen von Vening Meinesz, B. G. Escher, Umbgrove, Kuenen, u. a., in Niederländisch Ost Indien dürfen wir vielleicht annehmen, dass sie grossenteils in die Tiefe hinunter gepresst worden sind (cf. die Penniden; bathydermische Faltung, B. G. Escher).

Es kommt mir vor, dass das starre Ueberschieben und Aufschichten an der Oberfläche eine stärkere Reaktion auf das Hinterland ausübt als die plastische, bathydermische Faltung. So könnte man sich vorstellen, dass die N—S gerichtete Reaktion am Nordrande der Po-tafel in den Bergamasker Alpen eine ziemlich oberflächliche gewesen ist und dass die tieferen Teile der Scholle leichter nach N vorzuschieben vermochten.

10. Die Wurzelfrage der Oberostalpinen Decken.

Es ist mir unmöglich diese Arbeit abzuschliessen, ohne noch etwas

über die Wurzel der Oberostalpinen Decken zu sagen. Wir haben oben gezeigt, dass sie nicht in den Bergamasker Alpen zu suchen ist und wir möchten jetzt darauf hinweisen, wo die Lösung vielleicht zu suchen ist.

Es wird schwierig sein, einen Teil einer Schubdecke als Wurzel zu deuten. Einen steilgestellten rückwärtigen Teil kann man im idealen Fall nur bei Faltendecken erwarten. An grossen Schubdecken, wie z.B. die Getische Decke in den Südkarpathen (Streckeisen, 1933) wird man keine Wurzel erkennen können. Ebensowenig darf man es bei den Oberostalpinen Decken erwarten. So bekommt der alte Gedanke Termier's von der Ueberschiebung der „Dinariden" (= Po-Tafel) über die Alpen neuen Sinn. Nur hat sich nachträglich die überschobene Masse von seinem Hinterlande durch den Insubrischen Bruch gelöst. Cornelius und Cornelius-Furlani (1930) haben gezeigt, dass die Insubrische Linie kein grundsätzlich verschiedenes, kristallines Gebirge durchschneidet, dass sie nicht die Bewegungsbahn einer alpinen Decke ist und dass sie jünger (vor Mittelmiozän) als die Intrusion des Disgrazia-Tonalites (? Oligozän) ist, also jünger als die Deckenbewegungen in den angrenzenden Teilen der Alpen. An dieser Linie müssen erhebliche, vertikale Bewegungen stattgefunden haben: auf sehr kurze Distanz findet sich die höchste Alpeneinheit mit ihrer Oberfläche im Süden neben den tiefsten Decken (Penniden) im Norden. Cornelius beobachtete schon eine vertikale Bewegungskomponente von 2000—3000 m.

Zur Erklärung dieser Tatsachen möchte ich Vening Meinesz (S. 126) zitieren. Es handelt sich um die beim lateralen Zusammenschub zweier Kontinentalschollen in die Tiefe hinuntergepresste spezifisch leichtere Masse der Erdkruste („root"):

„Since the beginning of the formation of the root there must exist „a tendency of the belt to readjust the isostatic equilibrium by rising „and this tendency must gradually increase when the root develops to „greater dimensions. In the beginning this rising will carry along the „adjoining zones beside the belt, but a moment must come when the „shearing stress exceeds the strength of the crust and so, in a later stage, „the belt will rise independently of its surroundings. As lateral compression of the crust will probably have the effect of strengthening it, „it is likely that this independent rising will come into being in a „period, when the compression decreases."

Wenn wir die Insubrische Linie in dieser Weise deuten, so gehören Staub's Wurzel der Campodecke und die Orobischen Alpen zusammen. Sie bilden das Hinterland der obersten Alpendecken, also der Oberostalpinen Decken, das nachträglich durch den Insubrischen Bruch gespaltet wurde. Es ist dann verständlich, dass beim Reissen eine schon existierende Störungszone im Grundgebirge, wie der N-Teil der Judikarienlinie benutzt wird.

Wir haben bei unserer Darstellung die Wurzel der Campodecke mit dem S-Hinterlande und letzteres mit den Oberostalpinen Decken vereinigt. Es sollte also untersucht werden in wiefern die Campowurzel und -decke auch zu den Oberostalpinen Decken zu zählen ist. Auch von anderen Seiten ist dieselbe Frage gestellt worden und noch vor kurzem hat Wenk (1934) die Auffassung verfochten, dass die zur Campodecke

gehörige Umbraildecke eine Teildecke der Oberostalpinen Decken sei und von der Oetztaler Masse nur seitwärts überschoben wurde. Jedenfalls klingt die trennende Schliniglinie im oberen Vintschgau aus (z.B. Hammer, 1931). Weiter haben Hammer und Sander gezeigt, dass das Oetztaler Kristallin an seiner S-Grenze in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem sog. „Campokristallin" Staub's steht.

Es würde uns zu weit führen das Verhältnis der Campodecke oder eines Teiles dieser Einheit zu den Oberostalpinen Decken kritisch zu verfolgen. Ich hoffe jedoch darauf aufmerksam gemacht zu haben, dass in dieser Hinsicht noch manches Interessante ungeklärt ist.

11. Zusammenfassung.

Der Bau der Bergamasker Alpen ist als die Reaktion der sich bildenden Alpen auf die N-bewegte und überschiebende Kontinentalscholle im Süden (die Po-Tafel) zu deuten. An ihrem nördlichen Oberrande wurde sie am stärksten gehemmt und nach S zurück und emporgeschoben: die Struktur des Grundgebirges und des Permes deutet darauf. Wenn die Sedimente durch Gleithorizonte von ihrer Unterlage gelöst sind zeigen sie manchmal Strukturen, die auf eine Bewegung von S nach N gegen die obenerwähnte Reaktionsrichtung deuten. Sie sind weniger zurückgeblieben bei der Bewegung der Po-Tafel, als das relativ N—S geschobene Grundgebirge + Perm. Fehlen Gleithorizonte, so hat das Mesozoikum die Bewegungen des Grundgebirges mitgemacht.

Im Verlauf einiger wichtigen Störungslinien wie Val Canale—Bondione—Bruch und Val Trompia—Judikarien—Linie ist vielleicht die Abbildung des Penninischen und Unterostalpinen Axialgefälles zu sehen.

Es gibt keinen Unterschied zwischen der nördlichen, hauptsächlich kristallinen Hälfte und der grösstenteils von Sedimenten bedeckten Südhälfte der Bergamasker Alpen. Sie sind also nicht die Wurzel sensu stricto der Oberostalpinen Decken, die als Schubdecke eigentlich nur ein Hinterland besitzen können. Wenn wir die Deutung der Insubrischen Linie von Cornelius und H. Cornelius—Furlani beachten, so gehört ebenfalls die Campowurzel Staub's zum Oberostalpinen Hinterland.

Die Südalpen gehören nicht zu den Dinariden: die Namen „dinarische Masse, dinarisches Block" sind also zu vermeiden.

LITERATUR.

O. Ampferer und W. Hammer. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 1911, S. 531—710.

W. L. Buning. De Geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio. — Leidsche Geologische Mededeelingen Dl. 4, p. 321 (1932).

G. B. Cacciamali. Schema tectonico-orogenico delle prealpi Lombarde. — Bollettino del R. Comitato geologico d'Italia, Vol. 48, No. 4 (1920—1921).

—— Sulla tectonica delle Orobie (A proposito di recenti pubblicationi). — R. Istit. Lombardo di Scienze e Lett. Rendiconti Ser. 2, Vol. 63, p. 438—446 (1930).

—— Il conflitto alpino-prealpino sul fronte Lombardo. — R. Istit. Lombardo di Scienze e Let., Rendiconti Ser. 2, Vol. 63, p. 796—802 (1930).

—— Morfogenesi delle Prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della Provincia di Brescia. — Brescia 1930.

J. Cadisch. Geologie der Schweizeralpen, Zürich 1934.

H. P. Cornelius. Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. — Geologische Rundschau Bd. 16 (1925), S. 350—377 und 417—434.

H. P. Cornelius und Martha Furlani—Cornelius. Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. — Denkschriften der Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-Naturw. Klasse Bd. 102 (1930), S. 207—301.

J. Cosijn. De Geologie van de Valle di Olmo al Brembo. — Leidsche Geol. Mededeelingen Dl. 2, p. 253—322 (1928).

R. D. Crommelin. La géologie de la Valsassina et de la région adjacente au Nord. Leidsche Geologische Mededeelingen Dl. 4, p. 401—459 (1932).

G. Curioni. Geologia, con carta geologica delle Provincie Lombarde. — Milano 1877.

D. J. Doeglas. Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara. — Leidsche Geol. Mededeelingen Dl. 3, p. 335 (1930).

J. J. Dozy. Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 6, Afl. 3, p. 133—230 (1935).

—— Ueber das Perm der Südalpen. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 7, Afl. 1, p. 41—62.

J. J. Dozy und P. D. Timmermans. Erläuterungen zur geologischen Karte der zentralen Bergamasker Alpen. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 7, 1935.

B. G. Escher. Algemeene Geologie, 4. Aufl., Amsterdam 1934.

A. Frauenfelder. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Eclogae geol. Helv. Bd. 14, p. 247 (1916).

W. Hammer. Zur Umgrenzung der Oetztaler Alpen als Schubdecke. — Verhandlungen geol. Bundesanstalt Wien, 1931, S. 175—188.

G. L. Hofsteenge. La Géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 4, p. 25—82 1932).

A. Heim. Geologie der Schweiz, Leipzig 1922.

W. J. Jong. Zur Geologie der Bergamasker Alpen nördlich des Val Stabina. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 3, p. 49—104 (1928).

R. von Klebelsberg. Südtiroler Dolomiten. — Samml. geolog. Führer Bd. 33, Berlin 1928.

Th. H. F. Klompé. Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. Dissertation Leiden 1929.

G. Mutschlechner. Geologie der St. Vigiler Dolomiten. — Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, Bd. 82 (1932) p. 164—273.

—— Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein. — Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, Bd. 83 (1933) S. 199—232.

L. G. Nangeroni. Note Geomorfologiche sulla Valle del Dezzo (Alpi Orobiche). — Natura, Vol. 22, Fasc. 4, p. 117—152. Milano 1931.

—— Osservationi sulla Tettonica delle Alpi Orobie Orientali. — Bollettino della Società Geologica Italiana, Vol. 50. — 1931, Fasc. 2, p. 249—253.

M. M. Ogilvie Gordon. Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. — Abhandlungen der geol. Bundesanst. Wien, Bd. 24, 1927.

—— Geologisches Wanderbuch der westlichen Dolomiten. Wien 1928.

C. Porro. Alpi Bergamasche, Carta geol. con Sezioni geol. e Note illustrative. Milano 1903.

—— Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane. — Rendiconti R. Istit. Lombardo di Scienze e Lett. Ser. 2, Vol. 44, 1911, p. 863—883.

—— Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica. Memorie del R. Istit. Lombardo di Sc. e Lett. Classe di Scienze Matematiche e Naturali. Vol. 22, 13 della Serie III, Fasc. 5 (1933).

H. Rassmuss. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza. — Geol. und Pal. Abhandlungen E. Koken, Neue Folge, Bd. 10, Heft 5 (1912).

—— Gebirgsbau der Lombardischen Alpen. Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellschaft, Bd. 65 (1913), Monatsberichte S. 86—101.

W. Salomon. Die Adamellogruppe. Abh. der k. k. geol. Reichsanst. Wien, Bd. XXI, 1—2 (1908—1910).

A. Senn. Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. — Eclogae geol. Helv. Bd. 18, p. 550—632 (1924).

A. Spitz. Kritisches zur Frage der alpin-dinarischen Grenze. Verhandl. geol. Bundesanst. Wien 1919, p. 110—122.

—— Zur Chronologie der alpinen Bewegungen in den piemontesisch-lombardischen Alpen. — Verhandl. geol. Bundesanst. Wien, 1919, p. 233—240.

R. Staub. Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica. — Eclogae geol. Helv. Bd. 16 (1920) p. 28—34.

—— Der Bau der Alpen. — Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge, Lieferung 52, 1924.

—— Südalpen und Dinariden. — Eclogae geol. Helv. Bd. 19 (1925) p. 653—657.

A. Streckeisen. Sur la tectonique des Carpates méridionales. — Anuarul Institutului Geologic al României, Vol. 16.

Ed. Suess. Ueber das Rothliegende im Val Trompia. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. — Math. Naturw. Classe, Bd. 59 (1869) Abt. 1, p. 107.

P. Termier. Les Nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — Bulletin Soc. Géol. de France, IV série, Tome 3, 1903, p. 711—766.

—— Les Nappes entre le Brenner et la Valtelline. — Bull. Soc. Géol. de France, IV série, Tome 5, 1905, p. 209—289.

N. Tilmann. Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. — Inaugural-Dissertation Bonn 1907.

—— Zur Tektonik des Monte Guglielmo und der mittleren Val Trompia. — Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellsch. Bd. 66 (1914), Abhandlungen Heft 2.

S. W. Tromp. La géologie du Valle del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 4, p. 123 (1932).

—— De genese der Lombardische Alpen en die der Oostalpiene dekbladen. — Geologie en Mijnbouw, December 1932, No. 18.

E. Trümpy. Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei). — Eclogae geol. Helv. Vol. 23, p. 379—487 (1930).

F. A. Vening Meinesz, J. H. F. Umbgrove and Ph. H. Kuenen. „Gravity Expeditions at Sea, 1923—1932'' Publication of the Netherlands Geodetic Commission, Vol. 2: The Interpretation of the Results (Gravity, Geology and Morphology of the East Indian Archipelago) (1934).

Ed. Wenk. Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., Band XIV S. 196—278.

—— Der Gneiszug Pra Putèr-Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Oetztaldecke. — Eclogae geol. Helv., Vol. 27, p. 135—145 (1934).

J. H. L. Wennekers. De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 3 (1930), p. 265.

—— The Structure of the Bergamo Alps compared with that of the northwest Highlands of Scotland. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 4, p. 83—93 (1932).

A. Winkler. Bau der östlichen Südalpen. Mitt. geol. Gesellschaft, Wien, Jahrg. 16 (1923).

—— Bemerkungen zu R. Staubs „Südalpen und Dinariden''. — Centralblatt für Min. Geol. etc., Jahrg. 1926, Abt. B, S. 160—165.

—— Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau. — Jahrbuch. geol. Bundesanst. Bd. 78 (1928), S. 221—240.

ERLÄUTERUNGEN ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DER ZENTRALEN BERGAMASKER ALPEN

VON

J. J. DOZY und P. D. TIMMERMANS.

Mit Tafel 1.

INHALTSVERZEICHNIS.

Pag.

I. Einleitung 88

II. Das Grundgebirge 89
- A. Paragesteine 89
  - 1. Glimmerschiefer und Schiefergneise 89
  - 2. Feldspatknotengneise 90
  - 3. Phylliten 90
- B. Orthogesteine 90
  - 1. Amphibolite 90
    - α. Biotitamphibolite 91
    - β. Plagioklasamphibolite 92
    - γ. Epidotamphibolite 92
  - 2. Orthogneise 93

III. Sedimente und Ergussgesteine. 95
- A. Unteres Perm 95
  - 1. Basalkonglomerate 95
  - 2. Collioserie 95
    - *a.* Gemischte Konglomerate 95
    - *b.* Ergussgesteine und zugehörige Tuffe 96
      - Quarzporphyre 96
      - Quarzporphyrtuffe 96
    - *c.* Pelitische- und Psammitische Gesteine, Collioschiefer 97
    - *d.* Mächtigkeit und Sedimentationsraum 97
- B. Oberes Perm 97
  - Verrucano 97
- C. Quartär 97

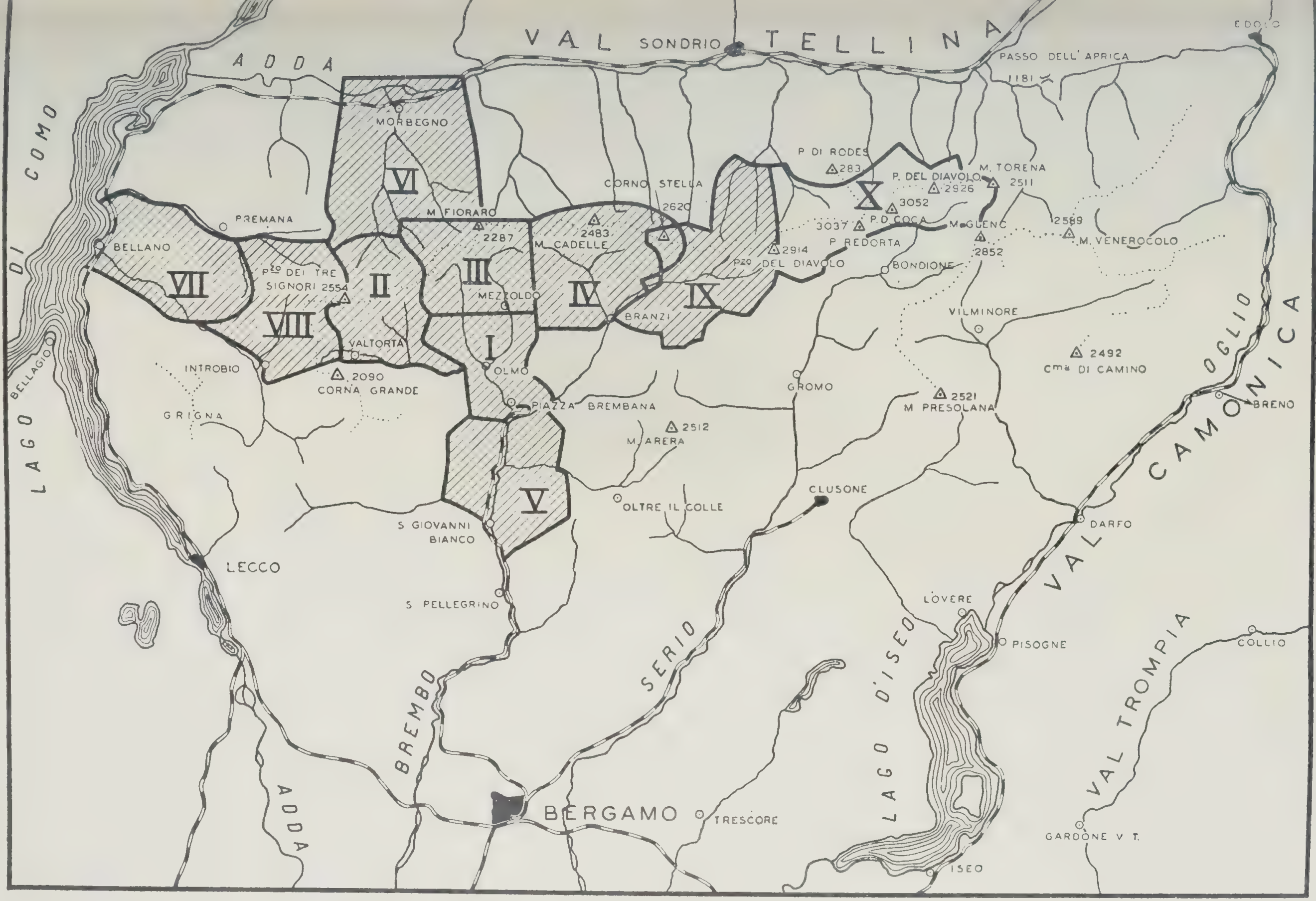
IV. Ganggesteine 98
- 1. Hornblendedioritporphyrit 98
- 2. Spessartit 98

Pag.

V. Mylonitische Gesteine 98
A. Paragesteinsmylonite 99
B. Chloritisierte Amphibolite und chloritreiche Mylonite . . 100
C. Mylonite in den permischen Sedimenten 100

VI. Tektonik 101
A. Der Gebirgsabschnitt zwischen Pzo del Diavolo di Tenda und Passo della Brunone 101
B. Der Gebirgsabschnitt zwischen dem Brunone und Val Morta 103
C. Die Val Morta und die beiden Valle Malgina 105
D. Das Gebiet zwischen Valle Malgina und dem Kamm M. Torena—M. Gleno 108
E. Zusammenfassung 108

VII. Literatur 109



Figur 1. Uebersichtskarte der Bergamasker Alpen 1: 500 000.

I. Aufnahme J. Cosijn, 1926—1927.
II. „ W. J. Jong, 1926—1927.
III. „ Th. H. F. Klompé, 1927—1928.
IV. „ J. H. L. Wennekers, 1928—1929.
V. „ G. L. Hofsteenge, 1929—1930.
VI. Aufnahme S. W. Tromp, 1930—1931.
VII. „ W. L. Buning, 1929—1931.
VIII. „ R. D. Crommelin, 1929—1931.
IX. „ J. J. Dozy, 1931—1932.
X. „ J. J. Dozy und P. D. Timmermans, 1933.

I. EINLEITUNG.

Im Winter 1932—33 reifte in uns der Gedanke, den wenig zugänglichen zentralen Teil der Bergamasker Alpen, wie es auf Figur 1 angegeben ist, geologisch aufzunehmen. Das Gelände stellte immerhin dem Alleingänger derartige Schwierigkeiten, dass eine Aufnahme in gleicher Weise wie sie in den übrigen Teilen der Bergamasker Alpen durch die Leidener Geologen unternommen wurde, unmöglich gewesen wäre. Wir hatten darum die Absicht die Aufnahme zu zweien auszuführen. Weil sie innerhalb eines Sommers abgeschlossen werden sollte, waren wir gezwungen sie als eine Art Uebersichskartierung aufzufassen. Der rechtzeitige Abschluss wäre ohne die Assistenz von P. L. Damsté und W. A. Visser, für die wir an dieser Stelle unseren besten Dank aussprechen, unmöglich gewesen.

Am 10. Juli 1933 fing die Arbeit in der Valle Caronno und in der Valle du Videl an. Sie schliesst also im W. an dem von Dozy 1931 und 1932 aufgenommenen Gebiet an. Stetig wurde nach E. hin gearbeitet. In der W-Hälfte dienten die folgenden, meist unbewirtschafteten Hütten des C. A. I. als Unterkunft:

Rifugio Mambretti, 2010 m, (Sezione di Sondrio) in der Valle Caronno.

Case di Scais, 1462 m, in der Valle di Agneda.

Rifugio Brunone, 2300 m, (Sezione di Bergamo) in der Val Nero.

Rifugio Coca, 1800 m, (Sezione di Bergamo).

In der E-Hälfte wurde die Aufnahme mittels Zeltlager fortgesetzt, wobei Rifugio Curo als Stützpunkt diente. Diese befanden sich in der Val Morta auf 2190 m, in der Valle di Arigna, SW Pèsciola, in 1930 m Höhe, am Lago della Malgina auf 2380 m und oberhalb Lago Alto di Barbellino (2200 m). Standort war Bondione in der Valle Seriana, wo die Ruhetage zugebracht wurden.

Als topographische Unterlage für die geologische Karte wurde die Carta d'Italia 1:25.000 benutzt und zwar:

Fo. 18.	Corno Stella, Tavolette	nordest
		sudest
Fo. 19.	Schilpario, Tavolette	nordest
		sudest
		nordovest
		sudovest

Sie sind die Vergrösserung einer Karte 1:50.000 und hie und da recht ungenau. Besondere Schwierigkeiten veranlasste die „regione Pioda" am oberen westlichen Talhang der Valle di Arigna unterhalb des Pzo Biolco.

Ausserordentlich schönes Wetter förderte die Aufnahme, so dass sie

am 26. August 1933 abgeschlossen werden konnte. Die Ausarbeitung fand Anfang 1935 im geologischen Institut der Universität Leiden statt.

Recht herzlichen Dank sind wir der Stiftung *„Molengraaff-fonds"* verpflichtet, die es uns durch finanzielle Unterstützung ermöglichte unsere Pläne auszuführen. Gerne gedenken wir dem Beistand und der Hilfe, die wir seitens der Ingenieure der *Società Idroelettrica Barbellino* empfangen haben. Auch die gastlichen Hütten des *Club Alpino Italiano, Sezione di Bergamo* und *Sezione di Sondrio,* haben uns die Arbeit erleichtert. Für seine Ratschläge und die Veröffentlichung sind wir Herrn Prof. Dr. B. G. Escher zu herzlichem Dank verpflichtet.

II. DAS GRUNDGEBIRGE.

A. Paragesteine.

1. Glimmerschiefer und Schiefergneise.

Diese Gruppe stellt sich aus einer grossen Anzahl Abarten zusammen die lagenweise wechseln und durch Uebergänge miteinander verbunden sind. Im Felde sind sie durch die Namen Glimmerschiefer und Schiefergneise völlig charakterisiert, besonders wenn man bedenkt, dass Biotit durch Chlorit zersetzt sein kann und dass so Uebergänge zu chloritischen Schiefern und Gneisen entstehen können.

Als Hauptgemengteil treten Quarz, Feldspat, Muskovit, Biotit oder Chlorit auf. Nach den Mengenverhältnissen unterscheidet man Quarzite, Gneisquarzite, Biotitmuskovitschiefer und -gneise, e.v. Muskovitchloritschiefer oder -gneise.

Der *Quarz* is fast immer undulös. Der *Feldspat* ist vorwiegend Orthoklas und saurer Plagioklas. In einigen Schliffen wurde Mikroperthit, in einem Grundgebirgseinschluss in den gemischten Konglomeraten vom Pzo Gro Mikroklin beobachtet. Wir fragen uns, in wie ferne hier Material von Orthoherkunft beigemischt ist. Der Feldspat zeigt meistens die normale Korngrösse des Gesteins; zwar kommen dann und wann grössere Individuen vor, die aber dem Gestein niemals ein gesprenkeltes Aussehen geben, wie wir es in der Glimmerschiefergruppe westlich des Pzo del Diavolo di Tenda beschrieben haben. *Biotit* ist sehr oft in Chlorit und Erz umgewandelt.

Es scheint, dass E Valle di Arigna Tonerdemineralien mehr in den Hintergrund treten: in den wenigen Schliffen, die wir besitzen fehlt Staurolith ganz und kommt Granat nur äusserst spärlich vor.

Akzessorisch finden wir Calcit, Epidot, Apatit, Rutil, Sagenit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit und Leukoxen; sekundär: Chlorit, Serizit und Limonit.

Die Struktur wechselt von einer granoblastischen mit Kristallisationsschieferung zu einer lepidoblastischen. Die Gesteine sind schiefrig oder zeigen Lagentextur. Zermalmung und Kataklase ist in Verbindung mit Myloniten häufig.

2. Feldspatknotengneise.

Die schiefrigen und gneisigen Gesteine der Val du Videl und Valle Caronno bilden die direkte Fortsetzung nach E der Gesteine der Knotengneisgruppe in der Valle di Venina und Valle d'Ambria. Es handelt sich also um eine ziemlich bunte und häufige Abwechslung von Schiefergneisen, Feldspatknotenschiefern, Feldspatknotengneisen und wahrscheinlich auch von Tonerdesilikatgneisen. Am auffallendsten ist die Feldspatknotenbildung, die aber lokal untergeordnet vorkommt, oder fehlen kann, wie z.B. im Kamm NW Pzo Biolco und Pt. 2644. Bei einer genaueren Aufnahme wird sich wahrscheinlich ergeben, dass es im Grundgebirge mehrere Lücken gibt, die nicht von der Knotenbildung betroffen worden sind.

3. Phylliten.

Es sind grösstenteils Serizit- und Chloritphyllite. Ebenso wie in den Phylliten von Ambria treten auch hier Uebergänge zu den Glimmerschiefern auf, so dass wir vielleicht fein texturierte Glimmerschiefer zwischen diesen Gesteinen erwarten dürfen. In einer früheren Arbeit ist Dozy zum Schluss gekommen, dass diese Gesteine keine richtige Epinatur zeigen und dass sie sich auch in der Zusammensetzung der primären Sedimente von den Glimmerschiefern unterscheiden. Der häufige Wechsel der Phyllite und Glimmerschiefer etwa östlich Val Morta scheint ebenfalls darauf zu deuten. Die Trennung dieser zwei Gesteinsgruppen wurde im Felde durch den Unterschied in Habitus durchgeführt.

Ein Gestein, das im Grat Pzo del Diavolo—Pzo di Cavrel neben dem Porphyr ansteht, muss einzeln erwähnt werden. Es zeigt ein phyllitisches Aussehen, besteht in erster Linie aus Serizit, Muskovit, Chlorit und Quarz. Viel gerundete Leukoxenkörner sind im Schliff verbreitet. Einige kleine runde Chloritnister sind wahrscheinlich aus Granat entstanden. Am auffallendsten ist aber das Vorkommen zahlreicher Augen von Orthoklas oder saurem Plagioklas, die als klare Einsprenglinge bisweilen verzwillingt im Gestein regelmässig zerstreut sind. Sie lassen die Parallelstruktur abbiegen. Es liegt nahe, anzunehmen, dass wir es mit einem Gestein zu tun haben, das mit den Ortho-Alkalifeldspat-Augengneisen und den Gneisphylliten zu vergleichen ist, die Dozy (1935) im Kamm Pzo Meriggio—Pzo Campaggio als Uebergang der Phyllitgruppe zur Gneisgruppe gefunden hat. Wir haben es auf der Karte als Phyllit bezeichnet.

B. Orthogesteine.

1. Amphibolite.

Einige Gesteine, die wir unter dem Namen Amphibolit zusammengefasst haben, wurden schon von Porro (1903) erwähnt, aber nicht eingehend beschrieben. Sie wurden besonders im Hauptkamm zwischen Pso del Bondone und Pso della Malgina gefunden, sonst auch noch in einigen anderen weniger wichtigen Vorkommen. Es sind vorwiegend Orthogesteine, was sich schon aus ihrer groben Textur ergibt: sie sehen

uralisierten Gabbrogesteinen ähnlich und kommen wahrscheinlich in Verbindung mit saureren Intrusionen vor. Zwischen den Orthogneisen des ersten Cagameigletschers wurde ein Plagioklasamphibolit, im Orthogneis des Lago di Barbellino ein Gang oder eine Einschaltung eines Chloritamphibolites und eines Epidotfelses gefunden. Die Amphibolitmasse oberhalb Lago della Malgina enthält dagegen Einschaltungen von Plagioklasaugengneisen.

Auffallend ist das häufige Auftreten von Epidot in Gesteinen, die zu dieser Gruppe gehören. Es ist möglich, dass er grossenteils durch Umkristallisation von Plagioklas und Hornblende entstanden ist, ebenso wie Streckeisen (1928, S. 152) es bei den Epidotamphiboliten der Flüelagruppe beobachtet hat. Es lässt uns mitunter vermuten, dass epidot- und chloritreiche mylonitische Gesteine mit den Amphiboliten in Verbindung zu bringen sind.

Folgende Gesteine fassen wir zur Amphibolitgruppe zusammen.

α. *Biotitamphibolite.*

In der Rinne N Lago della Malgina wurde ein frisches, dunkelgrünes Gestein mit dichtem feinkörnigem Habitus gefunden. Auffallend sind bis 1 cm lange Hornblendenadeln.

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas, Biotit.

Nebengemengteile: Quarz, Magnetit, Chlorit, Zoisit-Epidot, Apatit, Granat.

Die *Hornblende* ist blaugrün bis gelbgrün pleochroitisch, was auf Alkaligehalt deutet, und zeigt stengelige, gut prismatische Kristalle mit fehlender Endbegrenzung. Der *Plagioklas* bildet kleine Körner. Der stark pleochroitische, dunkelgrüne bis hellgelbgrüne *Biotit* findet sich fast stets in Zusammenhang mit der Hornblende.

Das Gestein zeigt eine schwache Kristallisationstextur, indem die Hornblendenadeln sich meistens mit ihren C-Axen in eine Richtung eingestellt haben. Die Struktur ist feinkörnig granoblastisch.

Fräulein C. M. Koomans war so freundlich dieses Gestein (106) für uns analysieren zu wollen:

SiO_2	54,26	si	= 159
TiO_2	1,90	al	= 27,5
P_2O_5	0,34	fm	= 42,5
Al_2O_3	15,87	c	= 15
Fe_2O_3	3,40	alk	= 15
FeO	7,83	ti	= 4,22
MnO	0,22	p	= 0,35
MgO	3,59	h	= 20,6
CaO	4,75	k	= 0,24
Na_2O	3,96	mg	= 0,37
K_2O	1,93	c/fm	= 0,35
+ H_2O	2,07		
— H_2O	0,04		
	100,16		

Spez. Gewicht: 2.93.

Der Chemismus ist also normaldioritisch und ähnelt dem des Dioritporphyrit von Platzers, Bernina (NIGGLI, Gesteins- und Mineralprovinzen I, p. 125, no. 6). Der fm unseres Gesteins ist aber etwas höher und der c etwas niedriger, so dass die Zusammensetzung zu der eines natronlamprosyenitisches Magmas neigt.

In einem 2½ m breiten schlier- oder gangartigen Aufschluss etwa östlich des Baches von der Valle della Cima, wo er den Pfad Rif. Curo—Pso di Caronella quert, fanden wir einen schiefrigen fettglänzenden dichten Chloritamphibolit. U. d. M. zeigt sich eine ein wenig gebleichte, dennoch stark blau, grün bis fast farblose Hornblende. Die Farbe deutet auch hier auf Alkaligehalt. Randlich kann sie in Chlorit übergehen. Weiter ist Chlorit wahrscheinlich grösstenteils aus Biotit hervorgegangen. Wichtige Gemengteile sind graubrauner Titanit und Magnetit-Ilmenit in ziemlich grossen Kristallen. Weitere Nebengemengteile: Epidot, Quarz, Feldspat, Granat (in Chlorit umgewandelt).

Das häufige Vorkommen von epizonalem Chlorit deutet auf Anklänge an eine Grünschieferfazies.

β. Plagioklasamphibolite.

In einem Kamin, der vom Becken oberhalb Foppa di Sopra zur NW-Zunge des ersten Cagameigletschers hinaufführt, wurde ein Plagioklasamphibolit mit Hornblendeporphyroblasten gefunden. Das flaserige, ziemlich grobkörnige Gestein besitzt eine deutliche Paralleltextur.

U. d. M. sieht man, dass die blassgrünen uralitischen Hornblendeporphyroblasten fast ohne kristallographische Begrenzung sind, besonders an ihrem Ende schilfig ausgefranst sind und häufig in Chlorit ausfasern. Sie markieren durch ihre annähernd parallele Anordnung die Schieferung. In den Zwischenräumen der Hornblendekristalle und mit ihnen verwachsen, kommen xenomorphe Plagioklasleisten vor, die oft noch von kleinen Amphibolnadeln durchsetzt sind. Die Grundmasse wird aber zum grössten Teil durch ein feinkörniges granoblastisches Plagioklasgewebe mit Klinozoisit, Epidot, Chlorit und ein wenig Quarz gebildet. Als Nebengemengteil tritt weiter Titanit auf.

Die Verwachsungsart der grossen Plagioklas- und Hornblendekristalle ist einem reliktischen Implikationsgefüge, also einer primär gabbroiden Struktur ähnlich.

γ. Epidotamphibolite.

Es handelt sich um einige schiefrige grüne Gesteine, die nördlich des Lago della Malgina auftreten und um ein gangartiges Vorkommen eines Epidotgesteins am Pfad Rif. Curo—Pso di Caronella, etwa wenige Meter östlich des Valle della Cima-Baches. Die erst erwähnten Gesteine sind grobtexturiert, enthalten mitunter porphyroblastische Hornblendekristalle (1—2 mm gross), sind mehr oder weniger massig oder schwach schiefrig. In einem Fall treten besonders die bis 1 cm grossen Hornblendeporphyroblasten deutlich hervor und das Gestein zeigt eine starke Schieferung mit einer intensiven Fältelung.

Hauptgemengteile dieses letzten Gesteins: Hornblende, Zoisit-Epidot, Orthoklas, Plagioklas, Chlorit.

Nebengemengteile: Quarz, Muskovit, Titanit, Apatit.

Die grossen *Hornblende*porphyroblasten sind blassgrün, schwach pleochroitisch und zeigen eine geringe Doppelbrechung. Vielleicht handelt es sich um eine uralitische Hornblende von arfvedsonitischer Zusammensetzung. Die Porphyroblasten sind mechanisch beeinflusst worden, zeigen zahlreiche Risse und undulöse Auslöschung. Ein feinkörniges Gewebe von Feldspat, Epidot-Zoisit, Titanit, Chlorit und Muskovit bildet die Zwischenmasse. Der *Epidot* ist bräunlichgelb, bildet Körner und kurzprismatische Säulchen und zeigt teils die charakteristischen lebhaften teils bläuliche Polarisationsfarben. Die Hornblende ist oft von *Chlorit* umgeben.

Die Grundmasse zeigt eine granoblastische feinkörnige Struktur, während das Auftreten der Hornblendeporphyroblasten auf eine blastoporphyrische Struktur deutet. Die Textur ist schiefrig, die Gesteine sind beanspurcht.

Eine Gesteinsart mit kleinen Hornblendeporphyroblasten ist das Resultat einer fortgeschrittenen Epidotisierung. Die schwach blassgrün bis gelblich pleochroitische Hornblende der Porphyroblasten zeigt kaum kristallographische Begrenzung, ist am Rande öfters ausgefranst, und wahrscheinlich ein Uralit mit arfvedsonitischer Zusammensetzung. Die Zwischenmasse besteht fast ganz aus Zoisit-Epidot, während Feldspat und Quarz stark in den Hintergrund treten. Die Hornblende geht auch hier randlich in Chlorit über. Von den Nebengemengteilen ist Muskovit etwas häufiger. Das Gestein zeigt eine wenig ausgeprägte Kristallisationsschieferung, eine porphyroblastische Struktur und eine wenig intensive Fältelung.

Das *Epidotgestein*, das am Lago di Barbellino alto gleich östlich der Stelle, wo der Pfad Rif. Curo—Pso di Caronella den Valle della Cima-Bach quert, ansteht, ist volkommen dicht und Gelbgrün.

U. d. M. besteht es fast vollständig aus einem feinkörnigen Gewebe von Zoisit-Epidot. Als Nebengemengteile kommen Leukoxen, Chlorit (in kleinen Aederchen) und Granat vor.

Dieser Epidotfels tritt in einem etwa 1.5 m mächtigen Schlier oder Gang neben 2.5 m Chloritamphibolit in den Orthogneisen vom Lago di Barbellino alto auf.

2. Orthogneise.

An zwei Stellen wurden Gesteine gefunden, die sich durch ihr massiges Aussehen und das Fehlen einer ausgesprochenen schiefrigen Textur von den Paragneisen und Glimmerschiefern unterscheiden. Am ersten Fundort, im Kamin der von Kar von Foppa di Sopra bis zum ersten Cagameigletscher führt, handelt es sich um ein ziemlich feinkörniges unregelmässig zerbrechendes feingranitisches Gestein. Auf frischem Bruch sind bis etwa 1 mm grosse Feldspäte und Chlorite leicht zu erkennen. Die Farbe ist grünlich grau.

Hauptgemengteile: Alkalifeldspat, Chlorit.

Nebengemengteile: Muskovit, Granat, Titanit, Quarz, Rutil, Apatit, Leukoxen.

Der *Feldspat* ist grösstenteils hypidiomorpher Albit. Mit der

Universaldrehtischmethode (REINHARD) wurde der Anorthitgehalt von drei Individuen bestimmt. Es ergaben sich 8 %, 10 % und 32 % An. und die Zwillungsgesetze Albit und Albit-Ala. Sie zeigen öfters einen leicht zonaren Bau, der durch eine Bestäubung und durch Serizitschuppen verursacht wird. Auch Orthoklas ist anwesend. Wenige unregelmässige tropfenförmige *Quarze* kommen nur poikilitisch im Feldspat vor. *Chlorit* macht oft den Eindruck als Zwischenklemmasse zwischen den Feldspäten vorzukommen; letztere zeigen im Vergleich zum Clorit mehr oder weniger idiomorphe Begrenzung. Er zeigt entweder anomal blaue Interferenzfarben, oder besitzt eine sehr geringe Doppelbrechung. Neben dem Chlorit findet sich häufig Muskovit, Titanit, gerne auch Orthoklas in der Zwischenmasse.

Die Struktur des Gesteins ist hypidiomorph blastogranitisch mit Anklängen an eine ophitische Struktur.

Der zweite Orthogneis stammt vom oberen Barbellino-See. Er ist massig, zeigt aber bisweilen eine schwache Paralleltextur. Mit dem blossen Auge sind hie und da noch grössere Feldspäte zu entdecken, obgleich dieser Gneis viel feinkörniger als der des Cagameigletschers ist.

Hauptgemengteile: Alkalifeldspat, Chlorit, Muskovit, Quarz.

Nebengemengteile: Zoisit-Epidot, Granat, Apatit, Zirkon, Ilmenit, Leukoxen.

Der *Feldspat* ist saurer Plagioklas und Orthoklas. Es kommen Anhäufungen von bisweilen leistenförmigen hypidiomorphen Plagioklaszwillingen vor. Diese porphyroblasten gehen allmählich in eine feintexturierte Grundmasse über, worin wieder Alkalifeldspäte, aber auch Quarz, Muskovit, u.s.w. auftreten. Von den Feldspäten wurden einige mit der Universaldrehtisch von FEDOROW bestimmt. Es ergab sich einen Anorthitgehalt von 0—5 % und 5 %. Weiter ist besonders Mikroperthit häufig. *Epidot* ist ziemlich reichlich anwesend. Vielleicht hängt es mit einem ursprünglichen Hornblendegehalt zusammen. Der *Chlorit* zeigt eine geringe Doppelbrechung und sehr dunkle braungraue Polarisationsfarben. *Granat* ist fast immer in Serizit und Chlorit umgewandelt und nur am Umriss erkenntlich. Es kommen einige kleine, und ein etwas grösseres idiomorph begrenztes Individuum im Schliff vor.

Die Struktur ist porphyroblastisch bis granoblastisch mit Kristallisationsschieferung.

Zwischengeschaltet in den Amphiboliten des Lago della Malgina findet sich ein Plagioklasaugengneis. Er ist ein grüngraues Gestein, das durch die bis zu einigen mm grossen Feldspäte weissgesprenkelt ist, und neben dieser Augentextur eine schwache Paralleltextur zeigt.

Hauptgemengteile: Alkalifeldspat, Chlorit, Zoisit-Epidot.

Nebengemengteile: Calcit, Titanit, Quarz, Ilmenit, Leukoxen.

Der *Plagioklas* der Augen ist vorwiegend Albit. Mit der Methode von FEDOROW wurde an zwei Individuen 0—10 % und 5 % An. gemessen. Die Zwillingsgesetze Manebach, Karlsbad, und Ala wurden beobachtet. Die Porphyroblasten sind meist von Chlorit umgeben. *Chlorit* zeigt bisweilen dunkelrote anomale Polarisationsfarben. Die *Grundmasse* ist ziemlich feinkörnig, besteht aus chlorit- und feldspatreichen Lagen. In den chloritreichen Lagen tritt *Epidot* besonders hervor, entweder als

länglichen Prismen, oder als feinkörniges Aggregat. In diesen Zonen kommen Titanit, Ilmenit und Leukoxen besonders vor, während Feldspat fehlt. Die feldspatreichen Lagen bestehen aus länglichen Feldspatkörnern, viel lagenweise angeordnetem Chlorit und unregelmässig zerstreuten kleinen Epidotkörnern.

Die Struktur der Grundmasse ist fein lepidoblastisch. Sie umschliesst die Einsprenglinge fluidalähnlich.

III. SEDIMENTE UND ERGUSSGESTEINE.

A. Unteres Perm.

1. Basalkonglomerate.

Von den drei Typen, die im W anschliessenden Kartierungsgebiet erkannt wurden, ist besonders der 1. und 3. Typus häufig. Die roten Konglomerate und Sandsteine des 1. Typus sind besonders in der E-Hälfte des Aufnahmegebietes aufgeschlossen und sehr schön im obersten Seriotale oberhalb des Barbellino-Stausees zu studieren. Diejenigen des dritten Typus, die sog. „basalen Tuffite" sind besonders in der Valle du Videl verbreitet. Porphyrgerölle aus diesen Konglomeraten wurden schon von Dozy (1935, S. 162) beschrieben. Letztere gehen in die gemischten Konglomerate über, die wir bei der Collioserie besprechen werden.

Im Kamm Pzo di Rodes—Pzo Biolco ist im Pt. 2644 die Unterseite des Basalkonglomerates gut aufgeschlossen. Ueber grüngrauen Schiefertonen mit viel feinen und wenig grösseren Quarzgeröllen liegen blauschwarze Schiefer, und bald darauf, im Gipfel, wieder Basalkonglomerate. Es ist also ein ähnliches Profil wie es oberhalb Lago del Zocco an der W-Grenze des Gebietes beobachtet wurde (Dozy, 1935, S. 160).

2. Collioserie.

a. Gemischte Konglomerate.

Zur Collioserie müssen wir eine Gesteinsfolge rechnen, die sich aus dem 3. Typus der Basalkonglomerate entwickelt. Sie zeigt dieselben Gesteinskomponente, nur tritt die psammitische oder tuffige Zwischenmasse mehr in den Vordergrund, so dass wir ein Gestein bekommen mit hie und da Einschaltungen von Grundgebirgs-, Porphyr- oder Tuffgeröllen. Weil es sich nicht um deutliche Basalbildungen handelt haben wir sie von den Basalkonglomeraten getrennt.

Das Vorkommen dieser Gesteine ist auf die W-Hälfte des Gebietes beschränkt, und zwar finden wir sie in der Val du Videl, im Hauptkamm zwischen Pzo Gro und Cima Soliva, in der Valle Caronno und in der Valle di Arigna. Vielleicht ist ihr auftreten mit der grossen Mächtigkeit der Collioserie in dieser Gegend in Verbindung zu bringen. In der W-Flanke der Valle di Arigna etwa ENE des Pzo Biolco wurden

Porphyrblöcke von 50 cm Durchmesser in Gesteinen beobachtet, die wahrscheinlich zu den gemischten Konglomeraten zu rechnen sind.

b. Ergussgesteine und zugehörige Tuffe.

Wie schon von Dozy (1935) nachgewiesen wurde, bilden diese Gesteine keinen stratigraphischen Horizont und kommen nicht nur an der Basis, sondern auch in höheren Stufen der Collioserie vor. Im Felde sind die bisweilen beanspruchten Porphyre schwierig von den dichten Tuffen zu trennen, so dass wir gezwungen sind Porphyre und zwischengelagerte verwandte Tuffe mit einer Farbe auf der Karte anzugeben, obgleich tuffige Ablagerungen im allgemeinen als Collioschichten angedeutet worden sind.

Quarzporphyre.

Es handelt sich um grauweisse bis dunkelgraue mitunter hellgelbe oder grauviolette dichte Gesteine. Quarz- und Feldspateinsprenglinge sind mit dem unbewaffneten Auge schon zu sehen. U. d. M. zeigt sich oft korrodierter Quarz, Plagioklas, Orthoklas, besonders Mikroperthit. Die Feldspäte sind häufig mehr oder weniger serizitisiert. Spärliche Nester von Erz, Serizit, Epidot und Quarz sind vielleicht sekundär aus dunklen Gemengteilen entstanden. Akzessorisch sind Pyrit, Ilmenit, Limonit, Muskovit und Chlorit. Die Grundmasse ist vollständig mikrofelsitisch entglast.

Beanspruchte Porphyre zeigen bisweilen eine schieferige Textur, weil Serizit sich in paralellen Schlieren in der Grundmasse angeordnet hat. Sie führen zu Porphyroiden über.

Quarzporphyrtuffe.

Diese meist hellgrauen oder sehr hellgrünen Gesteine, die oft eine sehr helle Verwitterungsfarbe besitzen, zeigen eine dichte oder schiefrige Textur, mitunter sogar einen porphyrischen Habitus.

U. d. M. beobachtet man bisweilen undulös auslöschende Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas, Orthoklas und Mikroperthit. Dunkle Gemengteile konnten nicht nachgewiesen werden. Akzessorisch kommen Magnetit, Zirkon, Apatit, Titanit und Ilmenit vor, sekundär Serizit, Calcit, Chlorit und Limonit.

Muskovitschuppen und Quarzitkörner mit Muskovit stammen wahrscheinlich aus dem Grundgebirge. Grundmassefragmente mit fast trachytischer Struktur, sphärolitischer Entglasung oder mikrogranophyrischer Struktur sind eingeschlossen. Die Grundmasse des Gesteins selbst ist immer mikrofelsitisch und enthält feine Serizitschlieren.

Bei starker Beanspruchung entwickeln sich Tuffoide aus diesen Gesteinen. Sie sind identisch mit den obenerwähnten Tuffen; nur hat der Serizitgehalt stark zugenommen in Flasern und Lagen, so dass eine ausgesprochene schiefrige Textur auftritt. Sie sind u. d. M. kaum von stark beanspruchten Porphyren zu unterscheiden.

Zwischen den Porphyren und Tuffen kommen geschichtete Gesteine mit sandigem Habitus vor, die im Felde als *„sandiger Tuff"* bezeichnet wurden. Unter diesem Namen fassen wir Plagioklaskristaltuffe,

Porphyrittuffe, Gesteinstuffe und die durch mechanische Beanspruchung daraus enstandenen Gesteine zusammen.

c. Pelitische- und psammitische Gesteine, Collioschiefer.

Der grösste Teil des Gebirges wird von den schon oft beschriebenen Tonschiefern, Schiefertonen, sandigen Tonschiefern und Sandsteinen, manchmal mit tuffigen Einschaltungen gebildet. Wir haben keine stratigraphische Aufeinanderfolge dieser verschiedenen Elemente entdecken können, und es scheint, dass die Sandsteine im Gegensatz zum W anschliessenden Gebiet auch in höheren Horizonten vorkommen. Schöne Beispiele dieser grüngrauen bis violetten Sandsteine haben wir im Grat des Pzo del Drùet angetroffen.

d. Mächtigkeit und Sedimentationsraum.

Die Mächtigkeit des unteren Perms dürfen wir auf etwa 2000 m schätzen. Wie es sich aus den Profilen ergibt, standen uns nirgends Beobachtungen zur Verfügung, welche eine genauere Schätzung ermöglichten. Jedenfalls dürfen wir uns vorstellen, dass wir es mit einer tiefen Senke zu tun haben in deren Nähe noch lange Festland von Grundgebirge, vielleicht mit Vulkanen, existiert hat. Das Vorkommen der gemischten Konglomerate, also von Einschwemmungen von Grundgebirgs- und Porphyrkomponenten noch ziemlich hoch über der Basis des Permes, macht dies annehmlich. Diese permische Grundgebirgskulmination war wahrscheinlich NW des Gebietes gelegen, da in der Valle Nero ähnliche Gesteine an der Basis des Permes nicht gefunden worden sind. Diese Darstellung schliesst sich gut an die Vorstellung an, die man sich im W anschliessenden Gebiet von der Grundgebirgsoberfläche gemacht hat (Dozy, 1935, S. 198).

B. Oberes Perm.

V e r r u c a n o.

Nur in einigen kleinen Aufschlüssen ist Verrucano angetroffen worden. In der Valle Lazzaro fanden wir vereinzelte Fetzen eines ein wenig entfärbten Verrucanokonglomerates, während südlich und östlich des Pzo di Coca etwas grössere Aufschlüsse des normalen Gesteins auftreten. Es handelt sich um bunte, rote bis grünliche Konglomerate mit Quarz- und Porphyrgeröllen, deren rote, permische Verwitterungsfarbe charakteristisch ist. Sie wechsellagern mit roten, grüngrauen bis hellgrauen Sandsteinen oder mit glimmerreichen Arkosesandsteinen.

C. Quartär.

Die Moränen sind keineswegs vollständig in der Karte eingetragen. Nur deutlich ausgeprägte Formen sind aufgenommen worden. Moränen verschiedenes Alters fallen besonders in der Valle Caronno und Val du Videl auf (Daun?). Form und Verbreitung der Gletscher sind ebenfalls im Felde einskizziert worden. Ausführliche Angaben über den Glazialismus der Bergamasker Alpen findet man bei Nangeroni (1932—33).

IV. GANGGESTEINE.

Die basischen Gänge, die auch dieses Gebiet wie viele andere Teile der Bergamasker Alpen durchsetzen, lassen sich oft auf mehrere Kilometer verfolgen. Die ungefähr parallele Anordnung in einer ESE—WNW Richtung, ihre Unabhängigkeit in Bezug auf die alpinen Strukturen, und die Tatsache, dass sie tektonische Linien ungestört queren, beweist ihr postalpines Alter. Nur im kleinen sind sie dann und wann gestört, z.B. N des Val Morta-Gletschers und am Passo del Bondone. Die Gesteine gehören zur Gefolgschaft eines dioritischen Magmas und zeigen in ihrer Zusammensetzung Uebergänge zwischen Hornblendedioritporphyrit, Vintlit und Spessartit. Im Felde machen sie einen recht frischen Eindruck, während es sich u. d. M. ergibt, dass sie fast immer stark umgewandelt sind. Besonders die Plagioklaseinsprenglinge sind zersetzt.

1. Hornblendedioritporphyrit.

Im massigen graugrünen Gestein fallen die bis 5 mm grossen Feldspateinsprenglinge besonders auf. Ein Dünnschliff des etwa 2 km langen Ganges östlich Pzo di Coca zeigt, dass die Plagioklaseinsprenglinge fast völlig zu Epidot und Serizit umgewandelt sind, während die vielen schmutziggrünen bis gelbgrünen Hornblendephenokriste frisch sind. Die Grundmasse besteht aus Feldspat, Quarz und Hornblende. Nebengemengteile sind Pyrit, Apatit und Epidot, während Serizit, Calcit und etwas Chlorit sekundärer Entstehung sind.

Diese Gesteine führen über Vintlit zu einem lamprophyrischen Typus: Spessartit.

2. Spessartit.

Charakteristisch ist das Vorwiegen von olivgrünen bis gelbgrünen leistenförmigen Hornblendeeinsprenglingen. Einige Nester von Chlorit und Quarz erinnern u. d. M. ihrer rhombischen Form wegen an umgewandelte Olivineinsprenglinge, andere, die aus Chlorit, Quarz oder saurem Plagioklas und Epidot bestehen, an Plagioklaseinsprenglinge. Die holokristalline, schwach pilotaxitische Grundmasse zeigt kleine Hornblendenadeln, Plagioklas und Quarz. Pyrit und Limonit sind Nebengemengteile. Durch das Auftreten von Biotit kommen Uebergänge zu kersantitischen Gesteinstypen vor.

V. MYLONITISCHE GESTEINE.

Mylonite und Ultramylonite sind im Kartierungsgebiet weit verbreitet. Es war uns leider unmöglich sie eingehend zu studieren, so dass wir nur nach dem Resultat der Untersuchungen im W anschliessenden Gebiet (Dozy) verweisen, und die neuen Arbeiten von Bearth (1933) und besonders von Wenk (1934) im Silvrettakristallin als Beispiel erwähnen wollen. Unsere Erfahrungen in diesem Gebiet teilen wir im folgenden kurz mit.

A. Paragesteinsmylonite.

Die Mylonite und Ultramylonite der Glimmerschiefer-, Gneis- und Phyllitgesteine zeigen eine steigende Zertrümmerung der Gesteinsgemengteile, besonders des Quarzes, weniger der Feldspäte. Die Farben sind meistens dunkler als die der ursprünglichen Gesteine, bis schwarz; die Textur schliesslich dicht und fast richtungslos. Eigentliche Gangmylonite wurden nicht beobachtet. Auch wenn sie injektiv vorkommen fehlt es unseren Ultramyloniten am Glasglanz: sie sehen matt aus.

Ein gutes Beispiel eines solchen injektiven Ultramylonits fanden wir am Lago del Zocco an der Westgrenze des Aufnahmegebietes. Im Kristallin, parallel zur Basis der Sedimentbedeckung, fand sich ein mattes, dunkelgrauschwarzes bis schwarzes, dichtes Gestein in Adern mit ziemlich eckigen unbeanspruchten Einschlüssen eines Knotengneises.

U. d. M. besteht dieses Gestein zum grössten Teil aus feinen eckigen oder gerundeten Gesteins- und Mineralfragmenten. Vereinzelte Einschlüsse sind 1 mm gross, die Mehrzahl aber von 0.03—0.3 mm. Sie bestehen aus Gesteinsfragmenten, die nicht kataklastisch sind und wobei kaum-undulöser Quarz, Feldspat und Muskovit vertreten sind. Einige Körner bestehen aus Quarz, oft wenig undulös, Muskovit, ziemlich serizitisiertem Orthoklas (?) und Plagioklas mit Zwillingslamellierung. Auch Fragmente mit Mörtelstrukturen kommen vor. Die Grundmasse ist dunkel gefärbt durch ein feines Pigment, leuchtet aber bei starker Vergrösserung in zahllosen Körnern und Feldern auf. Ziemlich viele serizitische Aggregate dürften dabei anwesend sein. Eine Glasmasse konnte nicht beobachtet werden. Es handelt sich hier somit um einen injektiven Ultramylonit, die den Gangmyloniten aus braunem Glas des anschliessenden Gebietes (Dozy) nicht ähnlich sind.

Eine sehr stark ultramylonitisierte Zone zwischen dem 1., 2. und 3. Cagameigletscher muss erwähnt werden. Es ist nicht ausgeschlossen, dass in dieser Störung Reste von den Schiefertonen mit kleinen Geröllen, wie wir sie von der Basis der Basalkonglomerate z.B. N Pzo Biolco oder am Lago del Zocco kennen, eingeklemmt und mylonitisiert worden sind. Weiter zeigen die schwarzen schiefrigen Ultramylonite, dass wiederholte Durchbewegungen und auch Rekristallisation stattgefunden haben. Dabei sammelt sich Serizit wahrscheinlich in Fasern an. Porphyroklasten von verschiedenem Alter, also auch von früheren Mylonitphasen sind anwesend. Pigment hat sich in feinen Schlieren im Gestein angereichert.

In den Ultramyloniten der Passo di Bondone-Störung kommen SE Passo di Caronella im Kamm von Pt 2792 nach E merkwürdige Einschlüsse vor. Bisweilen sind sie hell grüngrau und erinnern an die praealpinen Gänge aus dem Gebiet zwischen Corno Stella und Pzo del Diavolo di Tenda, oder sie sind sehr dicht, hell grauweiss mit etwas dunkleren grauen Flecken, und besitzen eine dicke rostbraune Verwitterungskruste. U. d. M. beobachtet man bei starker Vergrösserung eine äusserst feinkörnige Quarzmasse mit zahllosen Körnern und rautenförmigen Schnitten eines Karbonates und zwar Dolomit. Aederchen bestehen aus Calcit und Quarz.

B. Chloritisierte Amphibolite und chloritreiche Mylonite.

Es lässt sich eine Gruppe von dunkelgrün-grauen Gesteinen unterscheiden, die mit dem blossen Auge ein ziemlich dichtes Gefüge aufweisen und in Verbindung mit mylonitisierten Zonen vorkommen. Diese Gesteine zeigen u. d. M. immer eine starke mechanische Beanspruchung: zermalmter und zerstückelter Feldspat schwimmt meistens in einer Grundmasse aus Chlorit oder aus Chlorit und Calcit. Diese Feldspatporphyroklasten kommen mitunter in schlierigen Anhäufungen vor, die auch reich an feinem Calcit sein können. Quarz fehlt oder tritt ganz in den Hintergrund. Verschiedene Tatsachen deuten darauf hin, dass wir diese Gesteine mit den Amphiboliten in Verbindung bringen dürfen. Von einem Schliff eines beanspruchten Chloritamphibolites vom 1. Cagameigletscher ist dies klar, da sich im Chlorit noch Ueberreste einer blau-grün pleochroitischen Hornblende befinden. Auch der reichliche Epidotgehalt ist auffallend. Das Gestein stellt sich somit gleich zu den Amphiboliten.

Die Linse grüner Gesteine oberhalb des Unterstandes am Pfad nach Passo di Caronella an der Pso di Bondone Störung führt als Hauptgemengteile nur Feldspat und Chlorit. Die Nebengemengteile Epidot, und besonders ziemlich reichlicher Titanit haben sie aber mit vielen Amphiboliten gemeinsam. Neben den Magnetitadern kann Epidot ausserordentlich angereichert sein. Calcit kommt vor. Denselben charakteristischen Mineralbestand zeigt das grüne Gestein an der Passo di Bondone-Aufschiebung südwestlich Mte. Torena.

Wir dürfen also annehmen, dass alle diese Gesteine retromorph aus amphibolreichen oder amphibolitähnlichen Gesteinen entstanden sind. Die mylonitischen oder kataklastischen Strukturen und das Vorkommen in der Nähe von wichtigen Störungen deuten darauf, dass mechanische und tektonische Vorgänge die Chloritisierung dieser Gesteine gefördert hat. Wir haben sie als chloritisierte Amphibolite auf der Karte eingetragen.

C. Mylonite in den permischen Sedimenten.

Die Gesteine der Collioserie zeigen der mechanischen Beanspruchung zufolge oft eine einheitliche Auslöschung durch parallel angeordnete Serizitschuppen. Besonders wenn es sich um Tuffoide und Porphyroide handelt, ist der Dünnschliff durch parallele serizitreiche Schlieren durchzogen. Führt die Beanspruchung zur Mylonitisierung so entsteht bisweilen ein dichtes quarzitisches Aussehen.

Ein Beispiel eines solchen Gesteins, das von dicht unter der Nordseite des Kammes Pzo Campaggio—Pzo di Cavrel stammt, möchte ich erwähnen. Es zerfällt beim zerschlagen bisweilen zu groben Parallelipeden, besitzt eine graue Farbe mit dunkelgrauen Schlieren. U. d. M. ist die Masse sehr regelmässig und feinkörnig: die Struktur ist fast felsophyrisch. Nur beim Ausschalten des Analysators sieht man an den dunkleren Zonen mit höherem Relief, dass eine starke Durchbewegung stattgefunden hat. Es ist m. E. nicht ausgeschlossen, dass die felsophyrische Masse an sich schon einen rekristallisierten Mylonit darstellt,

die von einer jüngeren Beanspruchung erfasst wurde. Die dunklen Schlieren können sich zu braunen Zonen mit hoher Lichtbrechung vereinigen. Sie besitzen eine gelbe Polarisationsfarbe und löschen gerade oder fast gerade nach der Faserung aus. Bei starker Vergrösserung ist keine Glasmasse zu beobachten und die braune Substanz besteht aus nicht scharf begrenzten, vielleicht schuppigen Mineralkörnern. Diese möglich injektive Masse erinnert an einen Gangmylonit.

VI. TEKTONIK.

Es ist unmöglich eine detaillierte tektonische Beschreibung dieses Gebietes zu geben: einerseits war die Aufnahme zu flüchtig, anderseits sind die mächtigen Ablagerungen der Collioserie so oft im Kleinen gestört und gefaltet, dass es nur hie und da gelingt eine grössere Struktur zu entziffern.

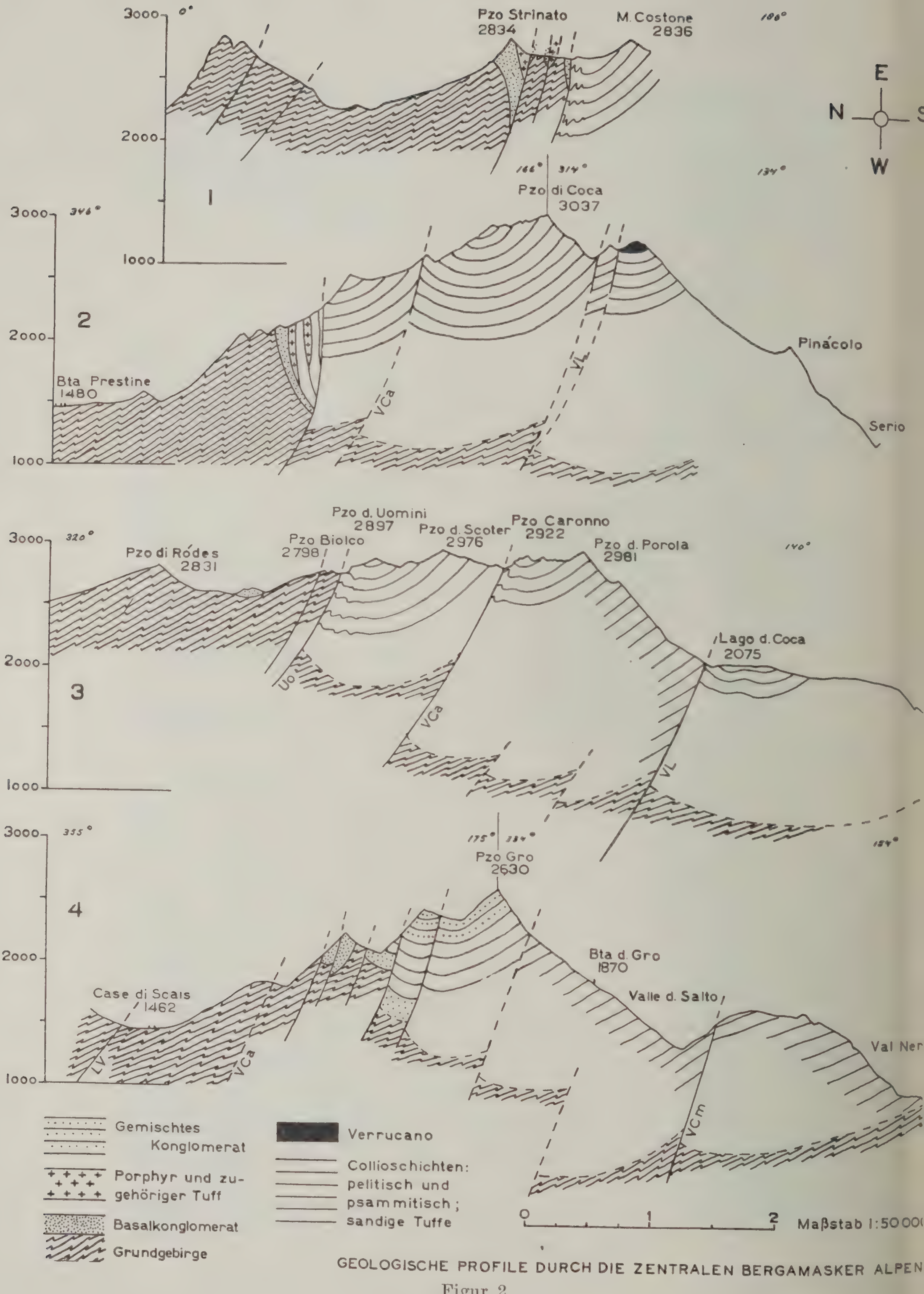
Nangeroni hat 1931 darauf hingewiesen, dass die Verhältnisse in der Umgebung des Pizzo del Diavolo della Malgina und im Kamm Pzo Strinato—Mte Costone wesentlich verwickelter sind, als die Karte von Porro (1903) uns vermuten lässt. Die Parallelisation seiner Synklinalen, die er nicht scharf begrenzt, können wir nicht folgen. Wir haben es gewagt einen der von ihm benützten Namen aufs neue zu verwenden („Diavolosynklinale").

A. Der Gebirgsabschnitt zwischen Pizzo del Diavolo di Tenda und Passo della Brunone.

Die tektonischen Einheiten und Aufschiebungen, die im W anschliessenden Gebiet erkannt wurden, sind fast nicht in diesem Gebiet zu verfolgen.

Die Störung zwischen den Phylliten und den Knotengneisen ist wahrscheinlich die Fortsetzung der *Lago di Venina-Störung*. Die *Valle Caronno-Aufschiebung* ist oberhalb des Wasserfalls ESE und in gleicher Höhe mit Rifugio Mambretti (etwa 2000 m) im Bach aufgeschlossen. Man sieht Kristallin gegen permische Tuffite aufgeschoben. Nach Westen bleibt dieses Verhältnis, denn in der obersten Val Caronno besteht die rechte Seite der Schlucht aus Kristallin, die linke aus Basalkonglomerat. Wo der Bach aber südlich des grossen Moränenwalles in etwa NW-Richtung abbiegt, findet man auch am linken Ufer Kristallin. Im Rücken (1998) zwischen Val du Videl und Valle Caronno beobachtet man die normale Untergrenze des Basalkonglomerates, so dass man gezwungen wird anzunehmen, dass die Störung inzwischen ganz im Grundgebirge verläuft, und den erwähnten Rücken vielleicht südlich Pt. 1998 quert. Jedenfalls ist im Bach von Lago del Zocco nach Bta del Zocco eine Ultramylonitzone aufgeschlossen, die wieder eine Aufschiebung von Kristallin gegen Perm darstellt. Die Fortsetzung dieser Störung wurde bereits von Dozy (1935, C. Stella—P. Diavolo, S. 205) Valle Caronno-Aufschiebung genannt.

Das Gebiet S der obenerwähnten Linie besteht ausser dem Talboden



Pzo Strinato 2834
M. Costone 2836
E
N
S
W
1
Pzo di Coca 3037
2
Bta Prestine 1480
Pinacolo
Serio
VCa
VL
Pzo d. Uomini 2897
Pzo Biolco 2798
Pzo d. Scoter 2976
Pzo Caronno 2922
Pzo di Rodes 2831
Pzo d. Porola 2981
Lago d. Coca 2075
3
Uo
VCa
VL
Pzo Gro 2630
4
Bta d. Gro 1870
Case di Scais 1462
Valle d. Salto
Val Ner
LV
VCa
VCm
Gemischtes Konglomerat
Porphyr und zugehöriger Tuff
Basalkonglomerat
Grundgebirge
Verrucano
Collioschichten: pelitisch und psammitisch; sandige Tuffe
Maßstab 1:50000
GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DIE ZENTRALEN BERGAMASKER ALPEN

Figur 2.

der Val du Videl ganz aus Perm. Viele Störungen müssen sich hier bis ins Grundgebirge fortsetzen. Dies lässt sich nicht nur daraus schliessen, dass die Aufschiebungen im W anschliessenden Gebiet ihre östliche Fortsetzung in der Valle del Salto haben müssen, sondern wird in der Valle du Videl bewiesen. An der südöstlichen Talseite beobachtet man, dass die Unterlage des Permes von vielen Störungen durchschnitten wird, wo jedesmal Grundgebirge im N gegen Sediment aufgeschoben ist.

Da sowohl N als S des Hauptkammes das Fallen im allgemeinen 30° bis 40° nach NNW ist, und da sogar im tiefen Einschnitt der Val Nero kein Kristallin oder Basalkonglomerat aufgeschlossen ist (erst in der Nähe von Pt. 985 ausserhalb des Aufnahmegebietes ist dies der Fall), müssen wir annehmen, dass noch einige ansehnliche Aufschiebungen anwesend sind. Nur eine möchten wir in Verbindung mit den Sideritadern bei dem Brunonepass als die etwaige Fortsetzung der Laghi di Publino-Aufschiebung auf der Karte verzeichnen. Eine synklinale Struktur, wie die des Mte Aga—Pizzo Omo im angrenzenden Gebiet, wurde im diesem Gebirgsabschnitt nicht erkannt.

Eine bedeutende Störungszone beobachtet man im Joch W Pzo Tendina (2253) und von da in ENE-Richtung nach „Sorg^{te}" in der Val Nero. Es handelt sich um die Fortsetzung der *Valle Camisana-Aufschiebung*, möglicherweise vereinigt mit der Diavolo-Aufschiebung, denn sie bildet die N-Begrenzung der wenig verschieferten und so ziemlich widerstandsfähigen Masse der Filii del Sep und des Pzo Tendina, dieselbe, als die des Pzo Poris—Mte. Grabiasca (Einheit **L**, Dozy).

B. Der Gebirgsabschnitt zwischen dem Brunone und Val Morta.

Im Kamm Pizzo di Ródes—Pzo Biolco—Pzo di Scoter findet man im Pt. 2644 das meist nördliche Sedimentvorkommen dieses Aufnahmegebietes. Es ruht normal auf Grundgebirge und ist nur im SE durch eine Störung begrenzt. Dieser Basalkonglomeratrest zeigt uns deutlich, dass auch hier kein prinzipieller Unterschied zwischen dem kristallinen Gebirge im N und im S besteht.

Die Verhältnisse im westlichen Talhang der Valle di Arigna sind uns leider nicht klar. Teilweise ist die topographische Karte Schuld, denn nachträglich ergab es sich, dass der Gletscherbach des Piodagletschers nicht angegeben war. Jedenfalls wissen wir, dass die gemischten permischen Konglomerate welche wir im Talbecken finden weiter nördlich im Talhang vorkommen. Da uns hier keine richtigen Basalkonglomerate aufgefallen sind, dürfen wir transversale Störungen erwarten.

Die W-Seite des moränengefüllten oberen Talbeckens der Valle di Arigna ist total verschieden von der E-Talwand. Im W beobachten wir Grundgebirge längs einer W—E gerichteten und 75° N fallenden Störung gegen Porphyr aufgeschoben; aber auch unter dem Porphyr kommt Kristallin zu Tage. Letzterer Kontakt ist ebenfalls gestört. Im E finden wir dagegen eine normale Schichtenfolge: die Untergrenze der Basalkonglomerate (Streichen: N 105° E) zeigt 65° S-Fallen. Darüber liegen Sandsteine, Porphyre und Tuffe, die vertikal stehen. Erst nach etwa 40 m Tonschiefern (N 90° E—90°) mit senkrechten Faltenachsen kommt eine ebenfalls vertikale Störungsfläche (N 90° E), neben der

grüngraue, bisweilen auch violette Sandsteine, mit wenigen Lagen von Porphyr- und Grundgebirgsgeröllen anstehen. Diese Ablagerungen zeigen bald, wie im ganzen Talkessel, N-Fallen (35° bis 50°). Es liegt nahe, die Basalkonglomerate und Porphyre als N-Flügel einer Synklinale aufzufassen. Nur ist sie gegenüber dem S-Flügel zu schmal, und es fehlen ihr die sandigen Ablagerungen. Wir müssen also annehmen, dass wir es mit einem schmalen Streifen des N-Flügels zu tun haben, der gegen den S-Flügel aufgeschoben wurde.

Die Grenze der Basalkonglomerate gegen das Grundgebirge verläuft etwa E—W und zeigt auch zwischen Drúet- und Fasceregletscher[1]) noch 70° S-Fallen.

Im Becken des ersten Cagameigletschers ist die Lage aber verschieden. An einer 70° E streichenden und 70° N fallenden Fläche ist Kristallin gegen Collioschiefer aufgeschoben. Nur Spuren von Basalkonglomerat sind zu finden. Vielleicht handelt es sich um die Aufschiebungsfläche des N-Flügels, der hier nicht mehr erhalten ist infolge eines axialen Ansteigens nach E. Ohne eine Querstörung anzunehmen ist aber letztere Störung nicht mit der ersterwähnten Grenze von Basalkonglomerat und Grundgebirge in Verbindung zu bringen. Diese Verwerfung muss, wenn sie existiert, an der Westseite des Kammes Pzo di Faíla—Pzo del Drúet (2901 m) liegen.

Die *Valle Caronno-Aufschiebung* haben wir bis ESE Rifugio Mambretti verfolgt. Von da nach E gehend teilt sie sich. Wenn man die Grenze Grundgebirge—Perm verfolgt, so sieht man, dass diese plötzlich nach NE abbiegt (N 30° E—76° NW). Im Kamm des Pzo degli Uomini (2897 m) schätze ich das Streichen auf N 65° E. Wir möchten diese Störung die *Uomini-Aufschiebung* nennen, denn in der Verlängerung der *Valle Caronno-Aufschiebung* beobachtet man in der Scharte gleich N Pzo Caronno eine stark gestörte Zone. Vielleicht ist diese nach E zu verlängern, und man kann die Störungen, die wir zwischen Vedretta del Lupo und Vedretta dei Marovin beobachtet haben, und die stark beanspruchte Zone im Hauptkamm unweit Pt. 2640 nördlich Pzo di Coca, mit ihr in Verbindung bringen.

Die Sedimente des Pzo Scoter und des Pzo degli Uomini, die im Kleinen oft gefältelt sind, zeigen im Grossen eine schwach synklinale Lage. In der Nähe der Pizzo degli Uomini-Aufschiebung ist ein schwaches SSE-Fallen, im Pzo di Scoter ein NNE-Fallen von 30° bis 55° zu sehen. Auch S der Valle Caronno-Aufschiebung glauben wir eine synklinale Lage zu erkennen, nämlich zwischen Pzo Caronno (2922 m) und Pzo di Porola (2981 m), im Grat von Pzo di Scais nach NE, und zwischen Pt. 2723 und Pzo della Brunone.

Die nächst südliche, deutlich zu erkennende tektonische Linie wird durch Verrucanoreste in der Val Lazzaro verraten. Auch der Kamm

---

[1]) Wir gebrauchen die Namen, die NANGERONI und die Einheimischen verwenden. So heisst die „Vedretta delle Fascere'' der Karte 1: 25000 NW Pzo di Coca: Ghiacciaio dei Marovìn. Die Gletscher nördlich Pzo del Drúet und Pzo del Diavolo sind von W nach E: G. delle Fascére, G. del Druet, G. 1°, 2°, 3° und 4° dei Cagamei.

NW Valle Secrete trägt einen Verrucanorest. Im Grat von der Redorta nach S ist aber kein Oberperm bewahrt worden. Eine Scharte mit stark beanspruchten Collioschiefern zeigt die Stelle wo diese *Val Lazzaro-Aufschiebung* hindurchgeht. Eine sehr breite gestörte Zone, die kaum als eine Linie auf der Karte anzugeben ist, können wir um Lago di Coca herum nach der sog. Bocchetta dei Camosci verfolgen. Südlich dieser Stelle ist im Kamm wieder Verrucano erhalten. Wir müssen annehmen, dass die Störung von hier an in nördliche Richtung umbiegt, denn der Grat gleich N des Val Mortagletschers führt ebenfalls Oberperm. Die vertikale Störungsfläche streicht dort N 10° E. Vielleicht ist sie in der Richtung des kleinen Sees 2415 und des Passo del Diavolo zu verlängern, wo überall eine starke Beanspruchung zu beobachten ist.

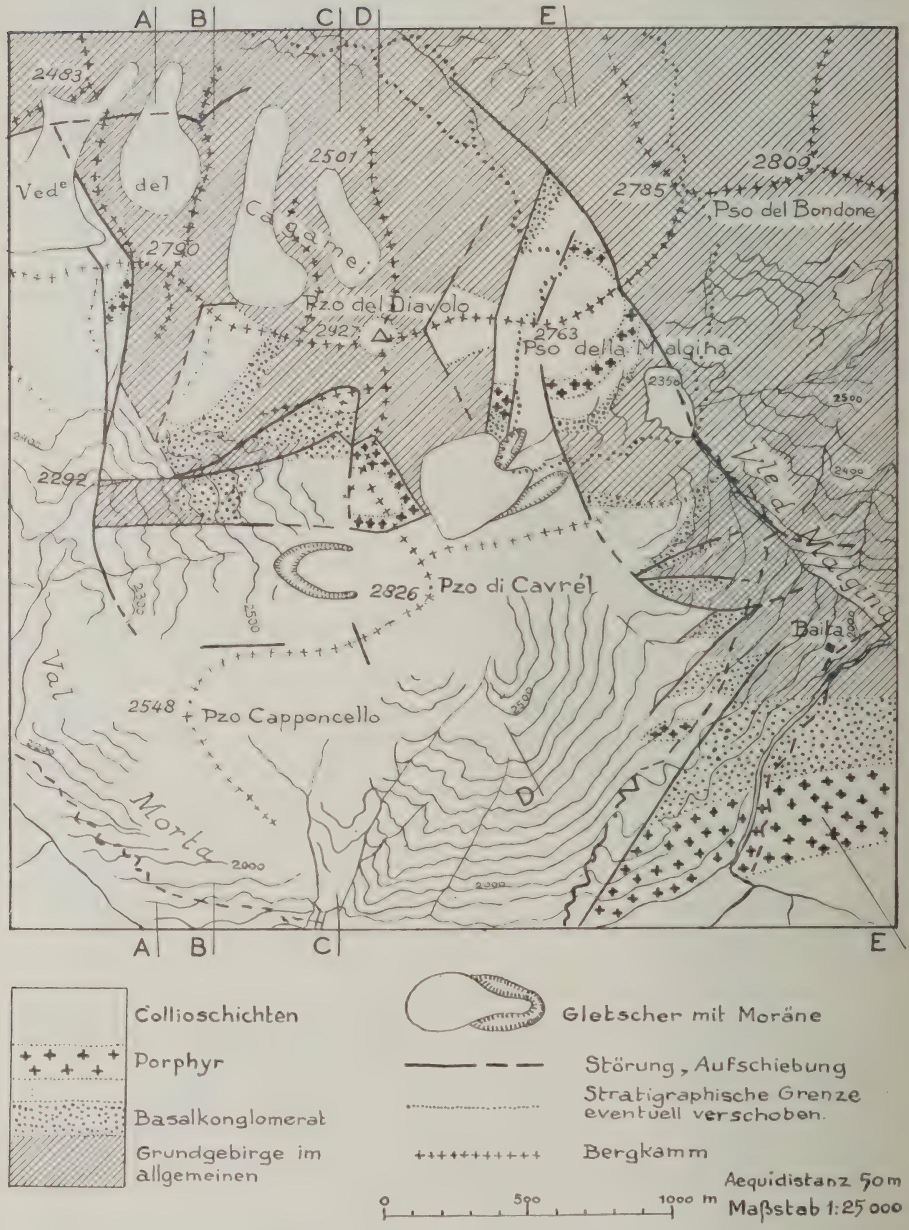
Ueber die nächste nach S folgende tektonische Einheit wird J. Weeda bald berichten. Sie zeigt anfänglich ein mittelmässiges bis schwaches N-Fallen durch Verbiegungen und Faltungen unterbrochen, wie sie besonders zwischen Lago di Coca und Baita di Coca zu sehen sind.

C. Die Val Morta und die beiden Valle Malgina.

Diese Gegend zeigt einen komplizierten tektonischen Bau, den wir auf einer speziellen Karte (Fig. 3) nochmals darstellen. Wir wollen versuchen diese Karte und die zugehörigen Profile (Fig. 4) zu erläutern.

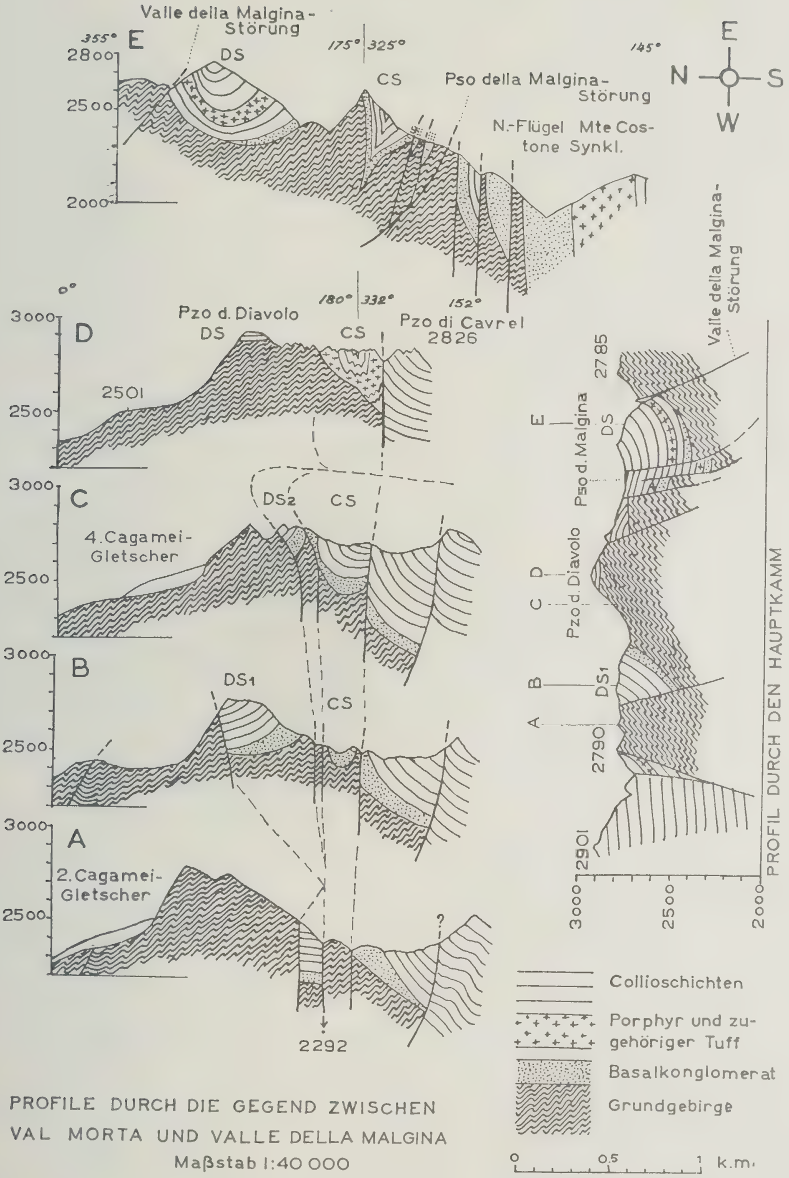
Das meist zerstörte, und daher das älteste Bauelement ist auch hier wieder die Synklinale. Wir können drei solche erkennen. Die *Diavolo-Synklinale* (D.S.) fällt am Passo della Malgina am besten auf. Es mag sein, dass auch die Grundgebirgssplitter, die sich SW (DS. 2) und W (DS. 1) des Pzo del Diavolo befinden und N oder NW fallendes Perm führen, Fragmente dieser Synklinale darstellen. Eine zweite beobachten wir S und SW Lago della Malgina. Sie ist vielleicht im Grat Pzo di Cavrel—Pzo del Diavolo, wo muldenartiger Tuff und Porphyr vorkommt, und von da aus nach Pt. 2292 in der Val Morta zu verfolgen. Wir wollen diese Synklinale nach dem zunächst liegenden Gipfel die *Cavrel-Synklinale* nennen. Schliesslich erkennen wir im Seriotal zwischen Baita Alta di Barbellino und der Mündung der Val Trobi den mächtigen steilstehenden N-Flügel der *Mt. Costone-Synklinale,* die wir unten besprechen werden.

Diese schon existierende synklinale Struktur wird durch mindestens zwei Gruppen von Bewegungsflächen beeinflusst. Zuerst von ebenfalls etwa E—W gerichteten Brüchen und Aufschiebungsflächen: z.B. östlich Pt. 2292 in der Val Morta, und die zwei obersten Aufschiebungen im S-Flügel der Cavrel-Synklinale oberhalb „Pzo della Malgina-Störung" auf Profil E, Fig. 4. Die zweite Gruppe von Störungen, die die beiden vorigen Elemente durchsetzen, sind NE—SW oder N—S gerichtet. Es fällt zuerst die Valle Malgina-Störung auf. Das NW-liche Grundgebirge der Umgebung des Passo del Bondone ist an dieser Fläche auf das SW-liche bereits gefaltete und von Störungen durchzogene Gebirge aufgeschoben. Es scheint, dass die SW-liche Gebirgsmasse teilweise staffelbruchartig hinunter gepresst wurde. So wäre die Struktur vom Pzo del Diavolo bis Passo della Malgina mit ihren Verwerfungen zu erklären.



Figur 3.

Geologische Karte der Gegend zwischen Val Morta und Valle della Malgina.


Valle della Malgina-Störung
355° E
2800
2500
2000
DS
175° 325°
CS
Pso della Malgina-Störung
145°
N.-Flügel Mte Costone Synkl.
E
N S
W
0°
3000
D
Pzo d. Diavolo
DS
180° 332°
CS
152°
Pzo di Cavrel
2826
2501
2500
3000
C
DS2
CS
4. Cagamei-Gletscher
2500
3000
B
DS1
CS
2500
3000
A
2. Cagamei-Gletscher
2500
?
2292
Valle della Malgina-Störung
2785
E
DS
Pso d. Malgina
D
C
Pzo d. Diavolo
B
DS1
A
2790
2901
PROFIL DURCH DEN HAUPTKAMM
3000
2500
2000
Collioschichten
Porphyr und zugehöriger Tuff
Basalkonglomerat
Grundgebirge
PROFILE DURCH DIE GEGEND ZWISCHEN
VAL MORTA UND VALLE DELLA MALGINA
Maßstab 1:40 000
0 0,5 1 k.m.

Figur 4.

Bei der *Passo della Malgina-Störung* ist aber wieder Aufschiebung anzunehmen. Sie ist weiter nach S zu verfolgen, biegt gegen SE und E um und durchschneidet so die Aufschiebungen im S-Flügel der Cavrel-Synklinale. Man verliert sie zusammen mit den staffelartigen NE—SW-Verschiebungen der Mte Costone-Synklinale aus dem Auge. Vielleicht gehören diese zu einer vorigen Phase und es wird J. WEEDA gelingen ihre Fortsetzung zu finden.

Es ist auffallend, dass in diesem kleinen Gebiet die Basalkonglomerate eine sehr wechselnde Mächtigkeit besitzen und sogar völlig auskeilen können (Lago della Malgina). Im Pzo del Diavolo und im Ostgrat liegen die Collioschichten aber diskordant auf dem Grundgebirge. Da hie und da noch Basalkonglomeratfetzen anwesend sind, glauben wir diese Lage grösstenteils durch Verschiebung erklären zu dürfen.

D. Das Gebiet zwischen Valle Malgina und dem Kamm M. Torena - M. Gleno.

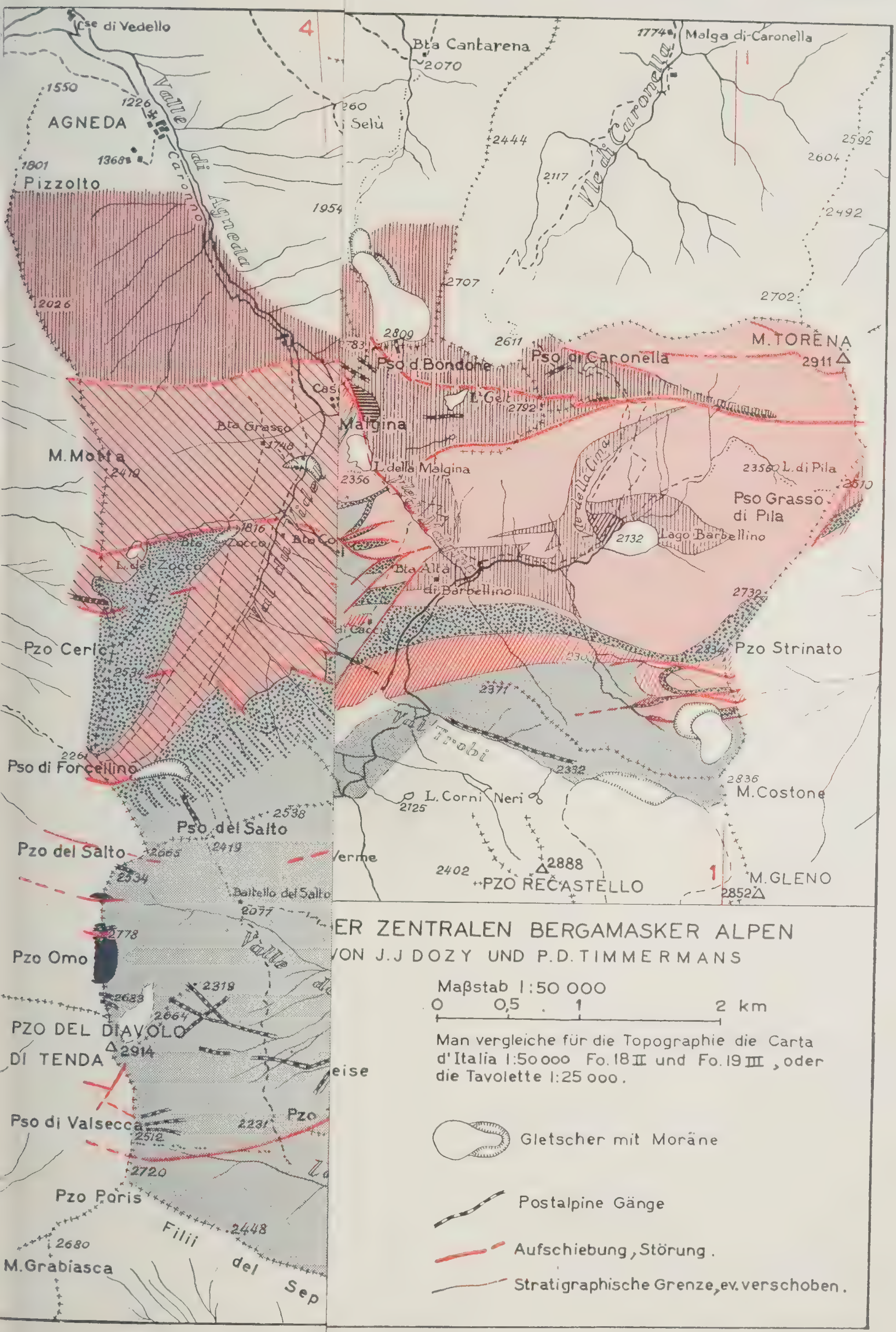
In diesem Gebiet ist der Bau wieder ein regelmässiger. Im N Kristallin treten viele Aufschiebungen und Störungen auf. Einige wurden auf der Karte verzeichnet. Die wichtigste ist eine mächtige beanspruchte Zone, die durch Pso del Bondone und den Kamm S. Pso di Caronella geht und weiter noch im Nordhang des obersten Talbeckens von Lago Barbellino zu verfolgen ist. Nach S fällt der mächtige N-Flügel der Mte Costone-Synklinale auf. Seine Achse steigt nach E stark empor, denn im Kar zwischen Pzo Strinato und M. Costone ist sein Untergrund aufgeschlossen. Es zeigt sich hier wieder, wie die im Grossen synklinale Struktur im Kleinen mit dem Grundgebirge zusammen stark gestört ist. In den Collioschichten E und SE des Barbellino-Stausees beobachtet man im allgemeinen ein etwa NNW-Fallen durch Fältelung und Verbiegung hie und da beeinflusst. Ueber die Verhältnisse im S-Teil dieser Mulde wird J. WEEDA bald berichten.

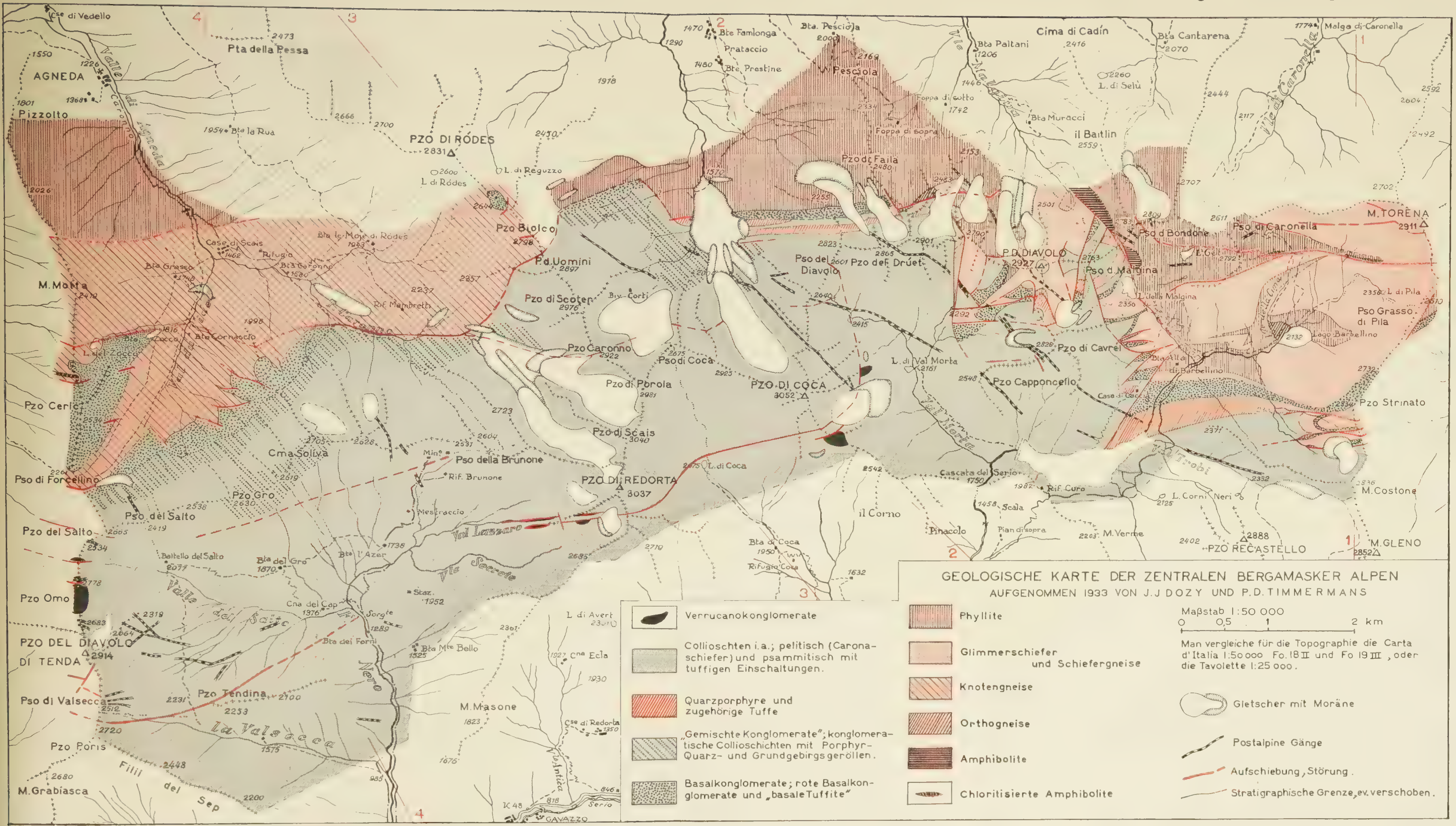
E. Zusammenfassung.

Ueberall, wo die Unterlage der permischen Schichten zu Tage tritt, ist sie stark mit dem Grundgebirge zusammen gestört. Auch in diesem Gebiet kommen wir also, wie im Gebirge zwischen Corno Stella und Pzo del Diavolo di Tenda, zur Folgerung, dass das Perm und das Grundgebirge tektonisch als eine Einheit zu betrachten ist. Die älteste postpermische Struktur ist auch hier ein WSW—ENE bis W—E gerichteter synklinaler Bau, mit bisweilen steilgestelltem N-Flügel und flachem S-Flügel. Diese Struktur ist durch ebenfalls WSW—ENE bis W—E gerichtete Aufschiebungsflächen gestört. Einige NW—SE (Valle Malgina-Aufschiebung) oder N—S streichende Störungen, die nach SE und E umbiegen, sind die jüngsten tektonischen Linien. Wir beobachten also, dass wir auch hier (cf. DOZY, p. 226) eine Drehung der Druckrichtung im Sinn von etwa NNW nach vielleicht NNE oder NE annehmen dürfen. Wir fragen uns, ob diese Drehung der gebirgsbildenden Kraft eine regionale oder nur eine lokale Bedeutung hat.

Auffallend ist das starke Hervortreten transversaler Störungen zwischen der Val Morta und der Valle Malgina. Diese Zone trennt zwei

J. J. Dozy und P. D. Timmlsche Geologische Mededeelingen VII, Tafel 1.




GEOLOGISCHE KARTE DER ZENTRALEN BERGAMASKER ALPEN
AUFGENOMMEN 1933 VON J. J DOZY UND P.D. TIMMERMANS
Verrucanokonglomerate
Collioschten i.a.; pelitisch (Carona-schiefer) und psammitisch mit tuffigen Einschaltungen.
Quarzporphyre und zugehörige Tuffe
„Gemischte Konglomerate"; konglomeratische Collioschichten mit Porphyr-Quarz- und Grundgebirgsgeröllen.
Basalkonglomerate; rote Basalkonglomerate und „basale Tuffite"
Phyllite
Glimmerschiefer und Schiefergneise
Knotengneise
Orthogneise
Amphibolite
Chloritisierte Amphibolite
Maßstab 1:50 000
0 0,5 1 2 km
Man vergleiche für die Topographie die Carta d'Italia 1:50 000 Fo. 18 II und Fo 19 III, oder die Tavolette 1:25 000.
Gletscher mit Moräne
Postalpine Gänge
Aufschiebung, Störung.
Stratigraphische Grenze, ev. verschoben.

Gebiete, von denen das östliche weiter nach S emporgepresst wurde als das westliche. Dies ist nicht nur aus der allgemeinen Lage herzuleiten, sondern folgt auch aus den staffelförmigen Verschiebungen des N-Flügels der Mte Costone-Synklinale, und aus der Tatsache, dass die östlichen Fragmente der Diavolo- und Cavrel-Synklinalachsen gegenüber der westlichen Teile nach S verschoben und verdreht sind.

Diese Verhältnisse sind im Rahmen des tektonischen Baues der weiteren Umgebung gut verständlich. Wir wissen, dass die Val Canale Bondione-Störung an Lizzola Alta vorbeigeht und dass dort, wie Herr WEEDA bald genau berichten wird, Kristallin neben mesozoischen Kalken E der Verwerfung aufgeschlossen sind. Wir haben es also mit einem hohen westlichen Block und einem sehr tiefen östlichen zu tun. Es ist begreiflich, dass das Grundgebirge N dieses tiefen Gebirgsteiles sich leichter und weiter nach S emporschuppen konnte, als gegenüber der höheren Masse im W. Die gestörte Zone der Val Morta und Valle Malgina ist also wahrscheinlich durch die Fortsetzung der Val Canale-Bondione-Störung verursacht. Herr WEEDA wird im Stande sein diese Frage weiter zu untersuchen.

VII. LITERATUR.

P. BEARTH, Ueber Gangmylonite der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitteilungen, Bd. XIII, 1933, S. 347—355.

J. J. DOZY, Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. Leidsche Geologische Mededeelingen, Dl. VI, Afl. 3, (1935), p. 133—230.

—— Ueber das Perm der Südalpen. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VII, Afl. 1, (1935), p. 41—62.

—— Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VII, Afl. 1 (1935), p. 63—84.

L. G. NANGERONI, Osservationi sulla Tettonica delle Alpi Orobie Orientali. Bollettino della Società Geologica Italiana Vol. 50, 1931, Fasc. 2, p. 249—253.

—— Il Glacialismo attuale nelle Prealpi Orobiche. „Le Alpi Orobiche'', Bollettino mensile del Club Alpino Italiano, Sezione di Bergamo, XIII, No. 7 sq, 1932—1933.

C. PORRO, Alpi Bergamasche. Carta geol. relevata dal 1895—1901 con Sezioni geologiche e Note illustrative. Milano, 1903.

M. REINHARD, Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.

A. STRECKEISEN, Geologie und Mineralogie der Flüelagruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitteilungen, Bd. VIII, 1928, S. 87—240.

ED. WENK, Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. Petr. Mitteilungen, Bd. XIV, 1934, S. 196—278.

OLIGOCAENE GASTROPODEN VON BUTON

VON

K. MARTIN.

Vor einiger Zeit beschrieb ich eine kleine, eigenartige Molluskenfauna aus tertiären Asphaltkalken von der unbedeutenden Insel Buton, im Südosten von Celebes [1]). Seither empfing Herr Prof. Ir. CHR. K. VISSER in Delft weitere Versteinerungen aus den Asphaltkalken des Eilands, die nach ihm wahrscheinlich von Waisiu stammen. Er übergab das Material Herrn Prof. Dr. J. H. F. UMBGROVE, der eine ganze Reihe von den a.a.O. meinerseits beschriebenen Fossilien darunter fand. Einzelne derselben liegen auch mir vor. Die folgenden Arten wurden nachgewiesen:

Lima fulgurans, Modiola flemischi, Unio sparsa, Lucina petrolei, Conus petrolei, Cryptoconus carinatus, Pleurotoma ktolemandoënsis, Fusus pectinatus, Cominella retifera, Cassidea vandervlerki, Dolium bituminatum, Cerithium flemischi, Natica radians. Mit Ausnahme der *Pleurotoma* sowie des *Dolium* und *Cerithium* sind alle (also 10) von Waisiu bekannt, wodurch die Vermutung der Herkunft von hier bestätigt wird. Jedenfalls müssen die Versteinerungen mit den früher von Buton beschriebenen gleichaltrig sein.

Die noch unbeschriebenen Fossilien erhielt ich zur Bearbeitung und ich konnte schon nach vorläufiger Prüfung feststellen, dass es sich um neue, teilweise sehr charakteristische Species handele. Indessen hat Herr Dr. R. IJZERMAN auf meinen Wunsch noch eingehende Literaturstudien über den Gegenstand gemacht und namentlich auch die recenten Conchylien des Naturhistorischen Museums in Leiden verglichen, wozu ich selber nicht wohl im Stande war. Es gelang ihm ebensowenig wie mir eine bekannte Art oder auch nur eine sehr nahe Verwandte für eine butonische Species zu finden. Indessen lenkte derselbe, auf Grund eines neuen Materials von Timor, meine Aufmerksamkeit auf die nahe Verwandtschaft, welche zwischen *Pleurotoma ktolemandoënsis* MART. und *Pl. timorensis* TESCH besteht und die unten näher behandelt ist.

Einige, meist unvollständige Reste von mir unbekannten Lamellibranchiaten und Gastropoden (*Capulus, Ancilla* u.a.) lasse ich hier unerwähnt in der Hoffnung, dass von diesen später mehr und besser erhaltene Objekte zur Untersuchung gelangen werden.

---

[1]) Eine neue tertiäre Molluskenfauna aus dem Indischen Archipel (Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VI, Afl. 1, S. 7; 1933).

Herrn Dr. IJZERMAN fühle ich mich für die aussergewöhnliche mir erwiesene Hilfe zu ganz besonderem Dank verpflichtet; Herrn Prof. UMBGROVE bin ich für die Ueberlassung des Materials und die Zusendung von Vergleichsobjekten sehr erkenntlich, desgleichen Herrn A. C. ROSEMEIER für die Herstellung der schönen Photographieen.

DAS ALTER DER VERSTEINERUNGEN.

Es ist a.a.O. dargelegt, dass die Asphaltkalke von Buton, insonderheit auch diejenigen von Waisiu, nur dem jüngsten Oligocän oder dem ältesten Miocän angehören könnten. Ein oligocänes Alter hielt ich für das Wahrscheinlichste und wenn es nicht mit Sicherheit ausgesprochen wurde, so geschah dies, weil mit der Unvollständigkeit der bisdahin untersuchten Fauna zu rechnen war.

Nun sind aber wiederum 9 neue Arten bekannt geworden, so dass die Gesammtzahl der untersuchten Mollusken aus den in Rede stehenden Schichten, von einer unbestimmten Art abgesehen, 35 beträgt, welche alle ausgestorben sind. Dies macht es unmöglich, noch länger an ein neogenes Alter zu denken und da ein eocänes aus früher entwickelten Gründen nicht anzunehmen ist, so darf die Fauna jetzt ohne Bedenken als o l i g o c ä n betrachtet werden.

BESCHREIBUNG DER ARTEN.

Conus (Leptoconus) plagiarius SPEC. NOV.

Taf. 2, Fig. 1 u. 1*a*.

Mittelschlank mit hohem, kegelförmigem Gewinde. Der Protokonch aus zwei stark gewölbten Umgängen gebildet. Die älteren Mittelwindungen tragen längs der vorderen Naht eine Reihe von scharfen Knoten und sind hinter derselben sehr schwach ausgehöhlt; mit dem allmähligen Zurücktreten der Knoten wird ihre Profillinie ganz gerade. Bei dem am besten erhaltenen Gewinde erstreckt sich der Knotenbesatz bis zum sechsten Umgang, während die Gesammtzahl der Windungen acht beträgt. Die ganze Oberfläche ist ferner dicht mit feinen Spiralfurchen bedeckt, welche zarte Leisten von etwas grösserer Breite trennen und von schwach sichelförmig gebogenen Anwachslinien gekreuzt werden.

Die Schlusswindung besitzt einen deutlichen, aber wenig hervortretenden Spiralwinkel; ihre Profillinie ist vor demselben schwach konvex, ihr Stirnabschnitt kaum zusammengeschnürt und mit einigen entfernt stehenden, scharfen Spiralleisten versehen. Sonst trägt der letzte Umgang die gleiche, feine Längsskulptur wie das Gewinde und deutlich hervortretende Anwachslinien.

Länge bis 32 mm. Vier Stück.

Die Art erinnert einigermassen an *C. petrolei* MART.[1]), ist aber

[1]) a.a.O., S. 17.

nicht so schlank, ihr Gewinde verhältnismässig viel höher und im Profil fast ganz geradlinig.

Pleurotoma (s.str.) tricincta SPEC. NOV.

Taf. 2, Fig. 2 u. 2*a*.

Kurz-spindelförmig. Die Länge der Mündung dürfte etwa der Hälfte der Schale entsprechen, lässt sich aber nicht genau feststellen, da das vordere Ende des Kanals fehlt. In kurzem Abstande von der vorderen Naht tragen die Windungen einen stark hervortretenden Kiel, welcher dicht mit quergestreckten, kräftigen Knoten bedeckt ist. Ueber diese ziehen deutlich hervortretende Spiralleisten hin, deren Zahl am jüngeren Schalenabschnitte drei beträgt und welche die Knoten in Körner zerlegen. Scharf ausgeprägte, von den Knoten ausgehende Anwachslinien zeigen die Lage des Schlitzes der Aussenlippe an. Hinter dem Kiel befinden sich zwei entfernt stehende, ziemlich starke, fein gekörnelte Spiralen, von denen die letzte längs der hinteren Naht verläuft, und dazwischen zarte, gleichfalls granulierte Längsleisten. Vermutlich war die ganze Schale mit solchen Leisten bedeckt, was sich aber bei dem ungünstigen Erhaltungszustande nicht erkennen läst.

An der Schlusswindung treten vor der Nahtlinie zwei sehr kräftige Längsleisten auf, in deren weitem Zwischenraum einige feine Spiralfurchen eingeschnitten sind. Weiter nach vorne werden die Leisten viel schwächer und nähern sie sich einander. Am Kanal sind sie nahezu alle von gleicher Stärke.

Trotz der ungünstigen Erhaltung des einzigen, mir vorliegenden Stückes scheint die Aufstellung einer neuen Art für dieses wohl gerechtfertigt; denn eine nahe Verwandte ist nicht aufzufinden.

Pleurotoma (s.str.) nudata SPEC. NOV.

Taf. 2, Fig. 3.

An dem spindelförmigen Gehäuse ist die Mündung weit kürzer als das Gewinde. (Dem vorliegenden Exemplare fehlt nur ein sehr geringer Teil des Stirnabschnitts). Die älteren Umgänge tragen unfern der vorderen Sutur eine Reihe von kräftigen, abgerundeten und etwas quergestreckten Knoten, welche in ihrer Lage dem Sinus der Aussenlippe entspricht. Zwei Längsleisten ziehen über die Knoten hin. Dahinter treten einzelne feine, undeutlich gekörnelte Spiralen auf, von denen sich zwei zu einem schwachen, die hintere Naht begleitenden Bande entwickeln. Zwischen diesem und der Knotenreihe sind die Windungen schwach ausgehöhlt.

Fast ohne Uebergang schwinden nun die Knoten und alsbald auch das zarte hintere Suturband. Dagegen bleiben die Längsleisten, welche die Knoten der älteren Umgänge bedecken, bestehen und die ganze Oberfläche wird dicht von äussert zarten Spiralfurchen bedeckt, welche auch zwischen den erwähnten Längsleisten auftreten. Diese Furchen sind weit schwächer als die deutlich hervortretenden Anwachslinien. Die Windungen werden durch ein tiefe Naht geschieden.

An der Schlusswindung fehlt die Aussenlippe; aber die Anwachslinien zeigen, dass sie ziemlich weit vorgezogen war; der innerste, zwischen den beiden Längsleisten gelegene Teil des Sinus war sichelförmig gerundet. Der Innenrand der Mündung ist schwach gebogen und mit einer dünnen Lippe bedeckt, die nur vorne über eine untiefe Nabelritze etwas hervorsteht. Der Stirnabschnitt ist mit deutlichen, etwas gekörnelten Spiralen bedeckt; weiter nach hinten, bis zur Nahtlinie, sind nur schwach angedeutete Bänder vorhanden; dann folgt die Skulptur des Gewindes.

Nur das dargestellte Exemplar ist vorhanden; es wird ergänzt etwa 35 mm lang gewesen sein.

Pleurotoma (Hemipleurotoma) ktolemandoënsis MART.

Taf. 2, Fig. 4.

Eine neue tertiäre Molluskenfauna etc., a.a.O., S. 20, Taf. 2, Fig. 14.

Dem Exemplare, welches zur Aufstellung der Art diente, fehlt der Kanal. Jetzt liegt mir ein anderes vor, an welchem dieser vollständig erhalten ist; er ist sehr kurz und etwas nach links gebogen. Die Mündung ist nur ein Drittel so lang wie die Gesammtlänge der Schale; letztere also turmförmig. Die linke Lippe sehr dünn, aber wohl begrenzt; keine Nabelritze.

Die Art ist ungemein nahe verwandt mit *Pl. timorensis* TESCH [1]), obwohl die von TESCH dargestellten Typen, die ich im Original untersuchen konnte, dies nicht erkennen lassen und sich schon gleich durch die deutliche Körnelung unterscheiden. Es giebt aber andere Exemplare, die sich der butonschen Art mehr nähern. Als unterscheidende Merkmale können dienen, dass bei *Pl. timorensis* die Knoten des Kiels mehr quergestreckt sind und dass die Spiralskulptur, besonders auch die Leiste an der hinteren Naht, stärker entwickelt ist, wobei letztere stets eine Neigung zur Körnelung zeigt. Auch ist der Kanal etwas länger.

Die Schale war ergänzt etwa 29 mm lang.

Surcula ijzermani SPEC. NOV.

Taf. 2, Fig. 5 u. 5*a*.

Das hohe Gewinde der spindelförmigen Schale besteht aus Umgängen, welche alle den gleichen Charakter tragen. Ein mit kräftigen Knoten bedecktes Band begleitet in kurzem Abstande die vordere Naht; hinter ihm sind die Windungen etwas ausgehöhlt. Die Knoten stehen ein wenig entfernt voneinander, sind quer verlängert und mit einer mehr oder weniger deutlichen Firste versehen, wodurch sie einigermassen dachförmig werden. Die ganze Schale ist ferner mit äusserst feinen Spiralen bedeckt, von denen einzelne, über den vorderen Abschnitt der Knoten hinziehende, eine etwas grössere Stärke erlangen. Dazu gesellen sich stark ausgeprägte Anwachslinien, welche in der Depression einen breiten,

---

[1]) WANNER, Palaeontologie von Timor V, S. 27, Taf. 77, Fig. 52 u. 53.

sichelförmigen Ausschnitt der rechten Lippe anzeigen. Am letzten Umgange des Gewindes erreichen die Knoten die vordere Sutur.

An der Schlusswindung fehlt ein Teil des Kanals, so dass sich die Länge der Mündung nicht feststellen lässt, doch muss sie, nach den Anwachslinien zu urteilen, weit kürzer als das Gewinde sein. Die Knoten des letzteren gehen in der Nahtlinie in stark hervortretende, auswärts gebogene Anwachslinien über, welche auch den übrigen Teil der Schlusswindung bedecken und einer ziemlich weit vorgezogenen Aussenlippe entsprechen. Die Spiralskulptur wird vor der Nahtlinie deutlicher und auf dem verschmälerten Teile der Schlusswindung befinden sich ziemlich kräftige, entfernt stehende Längsleisten, die meisten von gleicher Stärke. Auf den leicht konkaven Innenrand der Mündung legt sich eine wohl begrenzte Lippe, durch welche hinten die Spiralskulptur hindurchtritt. Vorne ist jene verdickt und überragt sie eine sehr schwache Nabelritze. Die Aussenlippe fehlt.

Das einzige, unvollständige Stück ist 38 mm lang.

Surcula guttata SPEC. NOV.

Taf. 2, Fig. 6 u. 6*a*.

Die Art liegt nur in einem unvollständigen Exemplare vor. Der jüngste Teil des Gewindes, dessen Spitze fehlt, besitzt einen stumpfen Spiralwinkel und ist beiderseits von diesem flach. Er trägt längliche, schräg gestellte Knoten, welche im Winkel tropfenartig anschwellen, um sich nach beiden Nähten hin bald zu verlieren; nur vereinzelt erreicht eine schwache, den Anwachslinien entsprechende Fortsetzung die vordere Sutur. Hinter dem Winkel schwach sichelförmige, dem Ausschnitt der rechten Lippe entsprechende Anwachslinien, vor ihm feine Spiralbänder, von denen sechs bis sieben, vor den Knoten verlaufende, am meisten hervortreten.

Die Schlusswindung wiederholt die Skulptur des Gewindes. Die Knoten erreichen nur ausnahmsweise die Nahtlinie oder setzen sich darüber hinaus als undeutliche, kurze Rippen fort. Die Spiralskulptur bedeckt die ganze Oberfläche vom Winkel aus und nimmt nach vorne an Schärfe zu. Die Anwachslinien sind deutlich und zeigen, dass die Aussenlippe nur wenig vorgezogen war. Der Innenrand der Mundöffnung schwach konkav; er scheint von einer dünnen Lippe mit durchtretender Längsskulptur bedeckt gewesen zu sein. Der Kanal ist abgebrochen.

Borsonia rotundata SPEC. NOV.

Taf. 2, Fig. 7 u. 7*a*.

Gedrungen-spindelförmig; die Mündung etwas kürzer als das Gewinde, dessen Umgänge auf der hinteren Hälfte eine seichte Depression besitzen, während die vordere mit entfernt stehenden Knoten bedeckt ist. Diese sind anfangs ziemlich scharf und quer gereckt, runden sich später ab und werden auf dem letzten Umgang undeutlich. Die ganze Ober-

fläche der Windungen ist zudem mit feinen Längsleisten bedeckt, welche am kräftigsten auf ihrem vordersten Abschnitte entwickelt sind. Drei von diesen heben sich am meisten heraus und nehmen am jüngsten Teile des Gewindes noch eine sekundäre Spirale zwischen sich auf. Ein schmales Band, welches anfangs aus einer einzelnen, später aus zwei Leisten gebildet wird, begleitet die hintere Naht. Durch *S*-förmige Anwachsstreifen, deren stärkste Krümmung in der Depression liegt, entsteht eine undeutliche Körnelung.

Die Schlusswindung ist vor der Depression stark abgerundet und ihr Profil geht dann mit schwacher Biegung in dasjenige des Stirnabschnitts über. Ihre Skulptur hinter der Nahtlinie entspricht derjenigen des Gewindes unter Zurücktreten das Nahtbandes und der Knoten. Vor der Nahtlinie ist die Schale mit scharfen Spiralleisten bedeckt, welche im wesentlichen von gleicher Ordnung, durch Zwischenräume von etwa doppelter Breite wie sie selbst geschieden und schwach durch die Anwachslinien gekörnelt sind.

Die Mündung verlängert-birnförmig; ihr Innenrand schwach gebogen; der nicht erhaltene Kanal muss ziemlich kurz gewesen sein. Die Innenlippe sehr schwach entwickelt und nicht scharf begrenzt, etwas hinter der Mitte mit einer kräftigen, schräg gestellten Falte versehen, hinter der die Spiralskulptur durchtritt. Die fehlende Aussenlippe war nach den Anwachslinien wenig vorgezogen, der in der Depression gelegene Ausschnitt halbmondförmig.

Ein Exemplar, welches ergänzt etwa 4 cm lang war.

Turricula bicatenata SPEC. NOV.

Taf. 2, Fig. 8 u. 8*a*.

Die Schale ist spindelförmig und mittelschlank, ihre Mündung fast nicht kürzer als die halbe Länge. Am Gewinde haben die Umgänge kaum merklich konvexe Profillinien; ein Spiralwinkel fehlt. Kräftige, abgerundete Querrippen, welche wenig zur Achse geneigt und durch Zwischenräume von gleicher Breite wie sie selbst geschieden sind, reichen von Naht zu Naht und werden von zarten Längsleisten geschnitten. Zwei von ihnen, welche nahe der hinteren Sutur verlaufen und entfernter voneinander stehen als die übrigen, zeichnen sich durch grössere Stärke aus und da sie auf den Rippen zu feinen Knoten anschwellen, bilden sie eine doppelte Kette, die besonders auf den älteren Windungen hervortritt. Die Anwachslinien sind sehr zart.

An der vorne zusammengeschnürten Schlusswindung halten die Rippen bis zur Mündung aus; doch sind sie teilweise schmäler als am Gewinde und nahe aneinander gerückt. Sie reichen bis in die Nähe der Stirn, wo sie von kräftigen Spiralbändern geschnitten werden. Diese gehen nach hinten allmählig in die dem Gewinde entsprechende Skulptur über, wobei indessen die Doppelkette undeutlich wird. Die Mündung länglich, mit kurzem Ausguss; ihr Innenrand nur hinter den Falten etwas ausgehöhlt, sonst gerade. Die Falten stehen auf einer sehr dünnen Lippe, sind vier an Zahl, hoch und scharf, ungefurcht. Eine Nabelritze

ist nur schwach angedeutet. Das Profil der rechten Lippe, deren Aussenrand fehlt, ist einfach bogenförmig.

Zwei Stück, von denen das grösste einer reichlich 3 cm langen Schale angehörte.

Turricula indistincta SPEC. NOV.

Taf. 2, Fig. 9 u. 9*a*.

Schlank-spindelförmig. Der Protokonch bildet nur reichlich einen, knopfförmigen Umgang, der ohne scharfe Grenze in die Mittelwindungen übergeht. Diese sind durch eine rinnenartige Sutur geschieden und kaum merklich konvex, ohne Spiralwinkel. Die ältesten Umgänge tragen gerade und ziemlich scharfe Querrippen, von denen hinten ein feiner Knoten abgeschnürt ist; aber schon am dritten nimmt die Deutlichkeit dieser Rippen auf dem vorderen Abschnitte ab; dann schwinden auch die Knoten und wird die Oberfläche poliert. Ueber die Mitte der Windungen verlaufen nun zwei, entfernt stehende, haarfeine Spiralleisten und je eine noch feinere und nur bei Spiegelung wahrnehmbare entwickelt sich unfern der beiden Suturen. Die Anwachslinien sind ungemein zart.

An der Schlusswindung nimmt die Deutlichkeit der Anwachslinien zu, vor allem an ihrem jüngeren Abschnitte; doch kommt es nicht zur Ausbildung von Querrippen. In der Nahtlinie verläuft eine feine Leiste, welche den mittleren des Gewindes an Stärke gleichkommt; eine zweite derartige folgt nach vorne zu in geringem Abstande. In den Durchschnittspunkten mit den Anwachslinien schwellen alle Leisten ein wenig an, ohne dass es zur Ausbildung wirklicher Knoten käme. Der verschmälerte Stirnabschnitt zeigt eine Anzahl von schwachen Spiralleisten. Die längliche Mündung mit kanalartigem Ausguss; ihr Innenrand sehr schwach *S*-förmig gebogen. Die linke Lippe äusserst dünn, nur vorne eine undeutliche Nabelritze überragend; sie trägt drei ungewöhnlich schwache Falten. Die rechte Lippe fehlt.

Ein Exemplar von 24 mm Länge.

Dolium (Eudolium) bituminatum MART.

Taf. 2, Fig. 10.

Eine neue tertiäre Molluskenfauna etc., a.a.O., S. 29, Taf. 4, Fig. 29.

An einem jetzt vorliegenden Exemplare treten die charakteristischen Knoten auf der Schlusswindung besonders gut hervor, weswegen ich es noch abbilden liess. Zu weiteren Bemerkungen giebt es keinen Anlass.

Natica (Polinices) praeformata SPEC. NOV.

Taf. 2, Fig. 11 u. 11*a*.

Die Schale ist ziemlich flach, ihr Umriss eiförmig. Das Gewinde besteht aus drei nahezu flachen Umgängen, welche im Profil ohne deutliche Grenze in dasjenige der Schlusswindung übergehen. Die Mündung ist fast halbkreisförmig, ihr Innenrand in der Mitte kaum merklich

konvex. Der sehr weite und tiefe Nabel besitzt einen breiten, wenig gewölbten Funiculus, der somit auswärts durch eine wenig gebogene Linie begrenzt wird und hinten mit einer Verdickung der linken Lippe zusammenfliesst, nur durch eine undeutliche Depression von dieser geschieden. Eine das Nabelfeld abschliessende Kante fehlt. Grösse 32 mm.

Die Art ähnelt der *N. powisiana* RECLUZ und *N. tegalensis* MART. [1]; aber durch den viel flacheren Funiculus ist sie von beiden leicht zu trennen. Von einer nahen Verwandtschaft kann man bei dem geringen Formenwerte der Arten von *Natica* wohl nicht reden.

Abgeschlossen 1 April 1935.

ERKLAERUNG DER ABBILDUNGEN.

Fig. 1 u. 1*a*.	*Conus plagiarius* SPEC. NOV. Fig. 1 wirkl. Grösse; Fig. 1*a* 1½ × vergrössert. — Seite 112.
Fig. 2 u. 2*a*.	*Pleurotoma tricincta* SPEC. NOV. Fig. 2 im Gestein; Fig. 2*a* dassselbe Exemplar, soweit möglich abgedeckt. — Seite 113.
Fig. 3.	*Pleurotoma nudata* SPEC. NOV. 1½ × vergrössert. — Seite 113.
Fig. 4.	*Pleurotoma ktolemandoënsis* MART. wirkl. Grösse. — Seite 114.
Fig. 5 u. 5*a*.	*Surcula ijzermani* SPEC. NOV. wirkl. Grösse. — Seite 114.
Fig. 6 u. 6*a*.	*Surcula guttata* SPEC. NOV. Fig. 6 wirkl. Grösse; Fig. 6*a* 1½ × vergrössert. — Seite 115.
Fig. 7 u. 7*a*.	*Borsonia rotundata* SPEC. NOV. wirkl. Grösse. — Seite 115.
Fig. 8 u. 8*a*.	*Turricula bicatenata* SPEC. NOV. Fig. 8 1½ × vergrössert; Fig. 8*a* Skulptur 3 × vergrössert. — Seite 116.
Fig. 9 u. 9*a*.	*Turricula indistincta* SPEC. NOV. Fig. 9 wirkl. Grösse; Fig. 9*a* 1½ × vergrössert. — Seite 117.
Fig. 10.	*Dolium bituminatum* MART. wirkl. Grösse. — Seite 117.
Fig. 11 u. 11*a*.	*Natica praeformata* SPEC. NOV. wirkl. Grösse. — Seite 117.

Die Originale befinden sich im „Instituut voor Mijnbouwkunde" der „Technische Hoogeschool" von Delft.

[1]) K. MARTIN, Die Fossilien v. Java, S. 263 u. 266, Taf. 39, Fig. 633—637 u. 641.

K. Martin, Oligocän von Buton, Leidsche Geol. Mededeelingen, Deel VII, Tafel 2.

DE PRETERTIAIRE HISTORIE VAN DEN INDISCHEN ARCHIPEL

DOOR

Dr. J. H. F. UMBGROVE

MET

BIJDRAGEN VAN Dr. FRIEDR. WEBER.

INHOUD.

pag.

Inleiding 121

Palaeozoicum (hierbij fig. 1).

Verspreiding en facies 122
Dikte; Perm-Trias concordanties 123
Laatpalaeozoische plooiing; Perm-Trias-discordanties 124
Schisten, gneizen en phyllieten 125
Discussie van gegevens over Carboon en Perm 125

Mesozoicum.

Trias (hierbij Plaat 3, fig. 2).

Westelijk deel 128
Oostelijk deel 131
Samenvatting 133

Jura (hierbij Plaat 3, fig. 3).

Westelijk deel 134
Oostelijk deel 136

1. de Timor — Oost Celebes zone 136
2. Soela eilanden, Obi, Nieuw Guinea 138
3. Soemba 141
4. Misool 141

Krijt (hierbij Plaat 3, fig. 4).

Oostelijk deel.

1. de Timor — Oost Celebes zone; Verspreiding en ouderdom der Globotruncana-gesteenten 141
2. de ouderdom der Lacazina-gesteenten 142
3. Soela eilanden, Obi, Nieuw Guinea 144

pag.

Westelijk deel.

1. Sumatra 144
2. Verspreiding en ouderdom van Orbitolina-gesteenten; de „Cenomane'' transgressie 145
3. W. en Centraal Borneo, Malakka, Banka, Billiton 147
4. S.E. Borneo 147
5. Centraal- en W. Celebes; ouderdom der mesozoische eruptiva 148
6. Kleine Soenda-eilanden 149

Plooiingstijden. Samenvatting der mesozoische historie (hierbij fig. 5 en tabel) 149

INLEIDING.

Aan de hand van een serie kaartjes wordt in deze studie gepoogd de ontwikkeling van den Indischen Archipel — verspreiding van land en zee, faciesgebieden, tijden van transgressies, plooiingsperiodes etc. — in pretertiairen tijd voor zoover mogelijk na te gaan.

Bij het vermelden van feiten en van literatuur heb ik mij tot het minimum beperkt. Immers in den Martinfeestbundel [1]) zijn o.m. de palaeontologische en stratigraphische gegevens over het pretertiair en tevens de vindplaatsen [2]) samengevat, terwijl in RUTTEN's „Voordrachten'' de belangrijkste wetenswaardigheden, tot het jaar 1927, bijeengebracht zijn. De nieuwere literatuur is gemakkelijk genoeg te vinden in WING EASTON's „Bibliographie''. Alle gegevens over Malakka zijn geput uit SCRIVENOR's werk: „The Geology of Malaya'' (1931), die voor Australië uit „Explanatory notes to accompany a new Geological Map of Australia'' (1932) van wijlen Sir T. W. E. DAVID.

Waar een vermelding of discussie van gegevens onvermijdelijk blijkt, is die in kleine druk tusschengevoegd. Indien ik b.v. de gegevens van het Palaeozoicum op Malakka op een andere wijze interpreteer dan SCRIVENOR gedaan heeft, dan moet ik mijn motieven vermelden. Een lezer, die zich echter voorloopig slechts voor de algemeene resultaten interesseert, kan dan gemakkelijk een dergelijke uiteenzetting overslaan. Trouwens de algemeene gezichtspunten worden aan het slot in enkele bladzijden, p. 149—155, samengevat. De er aan vooraf gaande besprekingen der formaties zijn echter noodzakelijk omdat hierop de resultaten berusten, die vanzelfsprekend voor een deel reeds bekend waren, doch die voor een ander deel nieuw of afwijkend van oudere samenvattingen zijn. Uit den aard der zaak kan de behandeling van het Palaeozoicum aanmerkelijk korter zijn dan die van het Mesozoicum, waar niet alleen veel meer gegevens van bekend zijn, doch waar de ontwikkeling voor verschillende gebieden sterk uiteenloopt. Om die reden is het Palaeozoicum

[1]) Leidsche Geol. Med. Deel V, 1930.

[2]) Op de kaart van KRIJNEN en in zijn „Annotations'' komen, zooals de auteur vermeldt, slechts „the more important fossil localities'' voor. Men vindt er b.v. niet op aangegeven: het Devoon van de Noordwestrivier op N. Guinea (FEUILLETEAU DE BRUYN); het Perm van Nieuw Guinea, Loeang, Savoe, Babbar; de Trias in den Riouwarchipel; de Boven-Lias van de Etna-baai, Wagamarivier etc. (N. Guinea); de Boven-Jura van Bangkajang (W. Borneo) van Obi en van Boeton. Voorkomens die, althans voor deze studie, zeker „important'' zijn. Doch bepaald niet juist is b.v. dat de ongetwijfeld belangrijke vindplaats van Carboonplanten op Sumatra nog in het Perm verscholen ligt (waarschijnlijk aldus overgenomen van TOBLER's vindplaatsenkaart van Sumatra in Eclog. Helvetiae 1923).

ook op eenigszins andere wijze samengevat dan de tekst over Trias, Jura en Krijt, waar in meer regionale volgorde de bijbehoorende kaartjes besproken, gemotiveerd en verklaard worden.

Toen mijn manuscript gereed was en terloops aangekondigd werd [1]), was Dr. Fr. Weber te Lugano zoo vriendelijk mij eenige gegevens over zijn onderzoekingen in de Molukken, in dienst van de B.P.M. verricht, te willen mededeelen. Ik heb dit zeer gewaardeerde aanbod gaarne en dankbaar aanvaard. Het manuscript werd Dr. Weber toegezonden. De aanteekeningen, die hij er aan heeft kunnen toevoegen, vindt men telkens tusschen aanhalingsteekens en gevolgd door zijn naam in den tekst vermeld. Natuurlijk zijn deze nieuwe gegevens ook in de kaartjes verwerkt. Ook aan de „Bataafsche Petroleum Maatschappij'', die in de publicatie dezer gegevens toestemde, zij hier een woord van dank gebracht.

Toen het manuscript reeds ter perse was verscheen de verhandeling over de palaeobotanische Djambi-expeditie, door Zwierzycki en Jongmans (Jaarb. Mijnw. 1930 Verh. 2) ; deze kon aldus helaas niet meer in hetgeen hier volgt verwerkt worden.

PALAEOZOICUM (hierbij fig. 1).

Eerst voor het jongere palaeozoicum begint eenige feitenkennis van den Indischen Archipel. De ouderdom der gneizen en glimmerschisten is nog voor nagenoeg alle eilanden, waar ze voorkomen, een onopgeloste kwestie. Niets pleit echter met zekerheid voor hun archaeischen ouderdom, die vele vroegere auteurs verondersteld hebben. Een overzicht van de thans daaromtrent heerschende opinies wordt hierachter, op pag. 125, gegeven.

Cambrium is onbekend.

Siluur wordt op Krijnen's kaart van één vindplaats genoteerd, aan de Lorentzrivier in Nieuw Guinea, op grond van *Halysitis wallichii*. Deze ouderdomsbepalng is echter niet zeker en deze onzekerheid geldt des te meer omdat andere vondsten van dezelfde vindplaats op Devoon wijzen.

Als Devoon worden eenige vindplaatsen beschouwd op Nieuw Guinea (door Feuilleteau de Bruyn, Stehn en Teichert). Von Koenigswald heeft aan de kwestie van de problematische Devoonvondst op Celebes wel voor goed een einde gemaakt [2]).

Over Carboon en Perm volgt een discussie van gegevens hierachter, pag. 125, zoodat wij thans meteen een algemeen overzicht van het Palaeozoicum kunnen geven.

Facies en Verspreiding.

Alle mariene fossielen uit het palaeozoicum in den Indischen Archipel zijn uit neritische tot litorale afzettingen. Het voorkomen van Perm

[1]) Tijdschr. Kon. Nederl. Aardr. Genootschap, Deel LII, 1935, pag. 23, 24.
[2]) De Mijningenieur 1931.

temidden van oude leien en schisten op Sumatra en Letti wettigt het vermoeden, dat ook op andere eilanden onder soortgelijke gesteenten nog Palaeozoicum aanwezig kan zijn. „De permische Crinoidenkalken strekken „zich van Timor over Letti, Loeang en Babar Oostwaarts uit tot de „Tenimbergroep, waar zij op het eiland Seloe in een sterk drukmeta-„morphe (misschien tevens eenigszins contactmetamorphe) modificatie „te midden van schisten optreden, vergezeld van basische eruptiva'' (Fr. Weber). Bovendien toont een vondst als die in Oost-Borneo, waar permische of carbonische fusulinen aangetroffen werden in de componenten van een tertiair conglomeraat, hoe men ook elders nog met dergelijke verrassingen mag rekening houden.

Het is meer dan waarschijnlijk, dat er eilanden of grootere landmassa's in de palaeozoische ondiepe zeeën verspreid lagen. Daarop wijzen naast de vondsten der Carboonplanten o.a. ten duidelijkste het voorkomen van granietdetritus in Permische mariene gesteenten, b.v. in de Padangsche Bovenlanden [1]). Op zich zelf is daardoor tevens de aanwezigheid van prepermische granitische en porfieritische gesteenten aangetoond; Musper heeft zelfs het voorkomen van granietmassieven ouder dan Onder-Carboon in de Padangsche Bovenlanden waarschijnlijk gemaakt [2]). Permische eruptiva zijn zoowel van Sumatra en Malakka als van het Timorgebied bekend. Men mag als zeker aannemen, dat er menig vulkanisch eiland bestond. Het is echter onmogelijk de verspreiding van land en zee in het Palaeozoicum aan te geven.

Dikte; Perm-Trias concordanties.

Op het eiland Letti bezit het Perm een groote dikte n.l. blijkens de door Molengraaff gegeven profielen minstens 5000 m; in midden-Sumatra werd een 1750 m dikke Carboonserie gevonden.

In midden-Sumatra gaat het Perm geleidelijk over in Triassedimenten. Dit wordt door Von Loczy (1934) eveneens vermoed voor de Oostarm van Celebes. Voor Timor mag dit op grond van het palaeontologische materiaal waarschijnlijk geacht worden [3]). Voor Sumatra vermeldt Musper dit uitdrukkelijk van de Padangsche Bovenlanden [4]). Scrivenor meent hetzelfde te kunnen zeggen voor Malakka.

---

[1]) Door Musper vermeld, Jaarb. Mijnwezen 1929, Verh. p. 301.

[2]) Jaarboek Mijnwezen 1929, Verh. p. 268; zie ook Jaarb. Mijnwezen 1927, Verh. I, p. 181.

[3]) „Onder-Trias is in Oost-Timor alleen tot in het Nederlandsch-Portugeesch „grensgebied (landschap Maucatar) aangetoond en ook daar slechts in zeer beperkte „verspreiding en in geringe dikte. Verder oostwaarts (in Portugeesch Timor) is „Onder-Trias tot nu toe niet gevonden en wordt het Perm schijnbaar door Boven-„Trias getransgredeerd. Het was echter niet mogelijk een belangrijke discordantie „met zekerheid te constateeren, aangezien de meeste Perm-Trias contacten tektonisch „zijn (permische fatoekalken opgeschoven op Triasflyschgesteenten)'' (Fr. Weber).

[4]) Jaarboek Mijnwezen 1929, Verh. pag. 306. Daarentegen nam Tobler (Jaarb. Mijnw. 1912, Verh. p. 44) plooiing aan tusschen Permocarboon en Mesozoicum, wat hij echter afleidde uit het ontbreken van Mesozoicum in het Goemai-gebergte. Later bleken echter de veronderstelde permische fusulinas cretaceische Loftusias te zijn. Zie verder: Musper in „de Indische Ingenieur'' 1934.

Laat-Palaeozoische plooiing; Perm-Trias discordantie.

In Malakka is over groote uitgestrektheid een serie vulkanische gesteenten bekend, die de naam draagt van Pahang volcanic series. Deze bestaat uit tuffen, lava's, kwartsporfieren, granofier en fossiele lahars. In ouderdom wordt deze serie verondersteld van Carboon tot Boven Trias te omvatten. Analoge gesteenten zijn van West-Borneo beschreven. BOTHÉ heeft deze gesteenten ook in den Riouw-Archipel aangetroffen [1]). In het profiel, dat hij door deze eilanden geteekend heeft, doet hij het voorkomen alsof deze serie geplooid is en discordant overdekt wordt door mariene Trias. Indien deze veronderstelling juist was, zouden wij hier met een laat-palaeozoische of ondertriassische plooiing te maken hebben. Met voldoende zekerheid vastgesteld is dit echter niet. Integendeel, noch de kaart, noch de in den tekst vermelde feiten dwingen tot de voorgestelde profielconstructie. Het geteekende transgressievlak b.v. is door den auteur nergens in het veld geconstateerd, ja zelfs schrijft hij in de tekst uitdrukkelijk, dat de door hem geteekende Trias-transgressie slechts een veronderstelling is (loc. cit. p. 99). Bovendien moet er op gewezen worden, dat SCRIVENOR in Malakka geen discordantie van dien aard heeft kunnen vaststellen (l. c. VII, 1931).

In Sumatra rust, volgens ZWIERZYCKI, de Trias bij Prapat discordant op phyllietleien, welke hij voor jong palaeozoisch houdt [2]). Waar dit de eenige tot nu toe met zekerheid geconstateerde discordantie van dien aard is in het geheele westelijk gedeelte van den archipel, zullen wij — tot deze belangrijke kwestie door gedetailleerd veldonderzoek definitief uitgemaakt is — rekening moeten houden met twee mogelijkheden: òfwel een locale later ontstane tektonische discordantie òfwel een primaire transgressie-discordantie. In het laatstgenoemde geval zouden wij dus in het gebied van het Tobameer een laatpalaeozoische (?) plooiing en transgressieve Trias, daarentegen in de Padangsche Bovenlanden (en Malakka) continu sedimentatie van het Palaeozoicum tot Boven-Trias aantreffen!

In het Oostelijk gedeelte van den Archipel is een laatpalaeozoische plooiing evenmin met zekerheid vastgesteld; de mogelijkheid bestaat echter, dat het gebied der Soela eilanden, Obi en Nieuw Guinea tegen het einde van het palaeozoicum geplooid werd. Weliswaar weten wij van de Soela eilanden niet meer dan dat er Boven-Lias blijkbaar transgressief op oude geplooide schisten en phyllieten van onbekenden ouderdom rust, terwijl er Trias, evenals op Obi ontbreekt, doch analoge Jura gesteenten èn fossielen werden ook op Nieuw Guinea aangetroffen (ook daar werd nimmer Trias gevonden) en dáár is bovendien jong-palaeozoicum ontwikkeld, zoodat dit bij elkaar op een beweging schijnt te wijzen ná Palaeozoicum en vóór Boven-Lias, ja zelfs waarschijnlijk minstens vóór Boven-Trias zooals wij bij de bespreking van het Mesozoicum nader zullen zien.

---

[1]) Jaarb. Mijnwezen 1925, Verh. 2.

[2]) Verbeekgedenkboek 1925, p. 642.

Metamorphe gesteenten (Schisten, gneizen en phyllieten).

Misschien is in schisten en phyllieten op sommige eilanden Palaeozoicum of een deel er van vertegenwoordigd (b.v. aangetoond op Letti en Sumatra). Deze mogelijkheid blijft nog voor vele gebieden bestaan. Van de phyllieten behoort een deel zeker tot het Mesozoicum (Jura fossielen op Borneo, Nieuw-Guinea en Sumatra). Daarentegen blijkt, dat in Centraal-Borneo althans zeker een gedeelte tot het Eoceen gerekend moet worden. Zwak phyllitische eocene gesteenten zijn eveneens aangetroffen op Celebes (Tinombo) en Halmaheira. Een overzicht van de thans heerschende opinies over den ouderdom der phyllieten, gneizen en schisten wordt in het volgende gegeven:

Onzeker: Celebes, Timor, Karimondjawa-eilanden, Tjiletoebaai (Java), Noord Borneo (Kinebaloe, HOTZ).

Pre-Trias: Ceram (?) (RUTTEN, Voordrachten p. 726, 729).

Jong-Palaeozoisch: Borneo, Celebes, Ceram, Boeroe, Moa (Martin-feestbundel p. 563).

Perm: Sumatra (ten deele), Seloe (Tanimber eilanden), Letti (althans zeker ten deele).

Ouder dan Danauformatie: Britsch Noord-Borneo (REINHARDT).

Palaeozoicum en Onder-Trias: W. Borneo (WING EASTON).

Of ouder dan Danauformatie, òf even oud, òf Tertiair: Borneo (Kapoeas, MOLENGRAAFF).

Trias: Riouwarchipel, Malakka, waarschijnlijk ook Banka en Billiton. „Verder dienen vermeld te worden de nog al duidelijk gemetamorpho-„seerde Triasflyschgesteenten van S.E. Celebes, N.E. Boeton en Wawoni „(phyllitische glansleien met zandsteenkwartsieten), waartoe waarschijn-„lijk ook schisten in den Oostarm van Celebes te rekenen zijn. Ook de „glansleien van West-Ceram behooren (althans gedeeltelijk) vermoedelijk „nog bij de Trias'' (FR. WEBER).

Jura: Sumatra (ten deele), Nieuw Guinea, W. Borneo.

Krijt: Sumatra (ten deele), Java (Lho Oelo, Djiwo).

Eoceen: Centraal Borneo (TER BRUGGEN), Noordarm van Celebes (Tinombo) en Halmaheira.

Thans volgt nog een bespreking van de gegevens over Carboon en Perm, welke op kaart 1 ingeteekend zijn:

Carboon.

Zekere vondsten van Carboon zijn beperkt tot Sumatra en Malakka, nl. de Carboonplanten (Stephanien) van Soengei Garing en Sg. Mirangin, waarmede mogelijk overeenkomt een vindplaats van Stephanienplanten op Malakka, verder vijf vindplaatsen van mariene kalksteenen op Sumatra (drie in Djambi — over één van deze volgt nog een en ander bij de bespreking van het Perm —, een bij Moeko Moeko in het Ngalau-Sariboegebergte[1]) en een in Noord Sumatra) en waarschijnlijk twee op Malakka (nl. de vindplaatsen 14 en 20 van SCRIVENOR's fig. 2).

De onderscheiding tusschen marien Carboon en Perm levert bij spaarzame vondsten veelal zulke moeilijkheden op, dat geen beslissing tusschen beide kan

---

[1]) Jaarb. Mijnwezen 1929, Verh. p. 266.

plaats vinden. Als zoodanig staan nog een aantal vindplaatsen op Sumatra en een viertal op Malakka genoteerd. Op Malakka in afwijking van SCRIVENOR's notatie, die b.v. ook enkele vindplaatsen waar slechts „crinoid stems'' gevonden zijn als Carboon aangeeft. SCRIVENOR heeft overigens zelf op de mogelijkheid gewezen, dat een deel der z.g. Carboonvindplaatsen Perm kan zijn (l. c. pag. 98). Zeer waarschijnlijk is dat met zijn vindplaats no. 1 het geval. Ik kom bij de bespreking van het Perm hierop terug.

Op TOBLER's kaart der vindplaatsen van Sumatra [1]) zijn tal van Permvoorkomens vermeld, die hier als „Perm of Carboon'' aangeduid zijn. Dit betreft in de eerste plaats TOBLER's vindplaatsen nos. 13—26. Indien nl. zooals TOBLER verondersteld heeft de fusulinagesteenten in Djambi ouder zijn dan de lagen waarin hij plantenresten aangetroffen heeft, dan zouden deze fusulinagesteenten zeker carbonisch moeten wezen. Immers de planten blijken Stéphanien te zijn. Inderdaad werd later in de Fusulina's van vijf verschillende horizonten een waarschijnlijk Boven-Carbonische soort herkend [2]). Ook OZAWA noemt een vindplaats (Telok Gedang aan de Meranginrivier, d.i. vindplaats 25 van TOBLER) welke TOBLER oorspronkelijk voor Perm hield, Boven-Carboon, op grond van het voorkomen van *Schwagerina princeps* [3]): Verder is gebleken [4]), dat in de omgeving van Sibrambang (TOBLER's vindplaats 11) Trias voorkomt, terwijl de palaeozoische foraminiferen beperkt zijn tot componenten van tertiaire conglomeraten. Als „Perm of Carboon'' moeten voorloopig ook de vondsten van fusulinahoudende gesteenten op Borneo [5]) gerekend worden en eveneens eenige vindplaatsen op Nieuw Guinea, alsmede het nog onzekere voorkomen van palaeozoicum in de Oost-arm van Celebes [6]) Tenslotte zij er hier nog op gewezen, dat SCHUBERT de fusulinagesteenten van Timor voor Carbonisch heeft gehouden, terwijl ze door latere auteurs tot het Perm gerekend zijn [7]).

Perm.

Als zeker Permische vindplaatsen blijven dan nog op Sumatra over een aantal in de Padangsche Bovenlanden, één in Palembang [8]) en één in Zuid-Oost-Atjeh.

Op Malakka geeft SCRIVENOR één vindplaats als waarschijnlijk permisch aan. Met waarschijnlijkheid kan er nog een aangetoond worden in het Noorden van het schiereiland. De van die vindplaats door B. B. NEWTON beschreven fossielen wijzen nl. eerder op Perm dan op Carboon (o.a. *Fusulina cf. granum-avenae, Doliolina cf. lepida, Chaetetes sp., Fenestella cf. retiformis*).

Eertijds werd verondersteld, dat bij Singapore Gondwana-planten gevonden zouden zijn. In zijn laatste werk meent SCRIVENOR echter, dat deze planten, en dergelijke vondsten elders in Malakka, in het geheel niet tot het Perm kunnen worden gerekend (loc. cit. p. 63, 64, 101).

Even twijfelachtig zijn de eertijds door TENNISON WOODS beschreven *Vertebraria* en *Phyllotheca* van Serawak, planten, die eveneens op een Gondwanaflora zouden wijzen [9]), terwijl dezelfde auteur *Fenestella* en *Stenopora* van den Boven-Kinebatangan (Noord-Borneo) [10]) vermeldt.

---

[1]) Eclog. Helvet. 1923.

[2]) Zie ZWIERZYCKI. Toelichting bij Blad VIII van de Geologische Overzichtskaart. Jaarb. Mijnwezen 1929, Verh. Zie ook RUTTEN „Voordrachten'', p. 446.

[3]) OZAWA. Eclogae Helvetiae 1929, Bd. 22, pg. 51.

[4]) MUSPER. De Mijningenieur no. 7, 1928.

[5]) Oost-Borneo: Jaarb. Mijnw. 1930 Alg. Ged., p. 56, 246; West-Borneo: De Mijningenieur 1932, p. 167, 1933, p. 191.

[6]) VON LOCZY en VON KUTASSY in: Verh. Geol. Mijnb. Gen. Geol. Ser., Deel X, 1934. Zie verder de Mijningenieur April 1935, p. 29—31 (HETZEL).

[7]) Zie RUTTEN „Voordrachten'' p. 687.

[8]) Boekit Pandapo (Jaarb. Mijnwezen 1931, Alg. Ged., p. 25, 181).

[9]) Ze werden door TENNISON WOODS als aanduidingen voor Carboon vermeld.

[10]) POSEWITZ heeft eertijds (1890) op grond van deze vondsten een uitgestrekt Carboongebied in Borneo geteekend. Intusschen komt op een kaartje van 1932 een

S Siluur
Devoon
Carboonplanten (Stephanien)
Marien Carboon
Marien Carboon of Perm
Marien Perm
Perm, gondwanaplanten??
PALAEOZOICUM.

Fig. 1.

In het Oosten volgen de beroemde Permvondsten op Timor. Met waarschijnlijkheid is Perm eveneens aangetoond op Savoe, Rotti, Letti, met zekerheid op Loeang, Babbar en Tenimber (Seloe). Verder zijn waarschijnlijk nog eenige Permvondsten op Nieuw Guinea gedaan. Ze zijn samengevat en besproken door ZWIERZYCKI in zijn toelichtingen der bladen van de geologische overzichtskaarten [1]). Waar het telkens slechts enkele fossielen zijn, die gevonden werden, zijn ze voorzichtigheidshalve als Carboon of Perm ingeteekend. In Noord-Australië wordt op DAVID's geologische kaart over een groote uitgestrektheid „Perm?'' aangegeven. Tenslotte zij er nog op gewezen dat BROUWER de meer of minder sterk metamorfe gesteenten op Moa, Ceram, Boeroe en Celebes voor mogelijk jong-palaeozoisch houdt [2]).

MESOZOICUM.

Trias (hierbij plaat 3, fig. 2).

WESTELIJK DEEL.

Voor een goed begip van de ontwikkeling der Trias in het westelijk deel van den Indischen Archipel is van groot belang een Triasprofiel, dat door MUSPER in de Padangsche Bovenlanden opgenomen werd ten Noorden van het Singkarah-meer [3]).

Hij trof hier een opeenvolging van lagen aan die in het volgende verkort weergegeven is (l. c. p. 304):

Mergelkalken met intercalaties van kleischalies en met enkele porfieriet(tuf)lagen.	± 450 m	door fossielen Boven-Trias aangetoond
Porfierietbank.	2 m	
Mergelschalies en -kalksteenbanken.	100 m	
Mergelschalies en kiezelige schalies.	± 60 m	Midden- en Onder-Trias en overgangslagen Perm—Trias
Kiezel- en mergelschalies met intercalaties van radiolariet (rijk aan ten deele uitstekend geconserveerde radiolarien).	± 60 m	
Perm		door fossielen aangetoond.

---

door geen enkel argument gemotiveerde strook „variscisches orogen'' op Borneo voor! (L. KOBER. Das Weltbild der Erdgeschichte 1932, pag. 34, fig. 6).

[1]) Jaarb. Mijnwezen 1927, Verh. I (Bd. XIV en XXI); 1930 Verh. (Bl. XIII). Sindsdien is nog door GERTH een mogelijk jong-palaeozoische Favosites beschreven van de Noordrivier (Leidsche Geol. Meded. Dl. II, p. 228).

[2]) Martinfeestbundel, pag. 563.

[3]) Jaarb. Mijnwezen 1929, Verh.

Op twee punten wil ik hier speciaal de aandacht vestigen: 1e. de concordantie tusschen Perm en Trias, 2e. het voorkomen van radiolariënhoudende gesteenten in lagen welke òf onder-Trias òf onder-Trias plus bovenste Perm vertegenwoordigen.

Er is nl. reden om te veronderstellen, dat de Trias ook elders in Sumatra, Malakka en W. Borneo op een dergelijke wijze ontwikkeld is.

In Malakka zijn op meerdere plaatsen, in schalies, kwartsieten en zandsteenen, boven-Trias fossielen aangetroffen (Myophoria's, Halobia, e.d.). Verder heeft SCRIVENOR, oospronkelijk onder den naam van „Chert-Series", tal van voorkomens van „chert" en compacte kleischalies gevonden, die beide radiolariënhoudend zijn. In het eerste geval zou misschien menigeen geneigd zijn ze radiolarieten te noemen. Deze serie wordt als onder-Trias beschouwd.

Nu is het inderdaad opvallend, dat de „radiolarieten" ook in MUSPER's profiel onder de boven-Trias voorkomen.

Vervolgens heeft KROL in West-Borneo dezelfde opeenvolging aangetroffen. Ook daar zandsteenen en kleischalies, waar in Kendai en in het Serawaksche grensgebied, door KROL en door KREKELER [1]), *Monotis salinaria* en andere boven-Trias fossielen aangetroffen werden.

Elders, in het grensgebied van Serawak, vond KROL Norische fossielen in lagen, die concordant rusten op een hoornsteenlaag, waarin coniferenhout aangetroffen werd.

Op meerdere plaatsen in Sumatra is boven-Trias gevonden, kleischalies en zandsteenen met Halobias of met *Monotis salinaria*, welke tot Karnische- resp. Norische ouderdom gerekend worden.

Ook in den Riouw-archipel werd mariene Trias palaeontologisch aangetoond (zandsteen en kwartsieten) door de vondst van een Daonella, terwijl door ROGGEVEEN mesozoisch coniferenhout (waarschijnlijk Trias) van de Riouw-archipel beschreven werd [2]).

Slechts in de zuidelijke helft van Sumatra zijn ook plaatkalken (in Djambi aan de Tandjoeng Hantoe en de Sangirivier) en rifkalken (in het Tembesi-Rawas gebergte) aangetroffen, waarvan de ouderdom waarschijnlijk Trias is.

Alleen op grond van de petrografische habitus der gesteenten rekent ZWIERZYCKI nog uitgestrekte gebieden van het Tiga Poeloe-gebergte en Doea Blas-gebergte tot de Triasformatie en evenzoo Banka en Billiton. Dat in deze notaties nog veel onzekerheid kan schuilen toont een recente publicatie van MUSPER [3]), die door nieuwe vondsten aantoonde, dat de veronderstelde Trias van het Goemai-gebergte tot het Krijt moet worden gerekend.

ZWIERZYCKI wees er op, dat het Batoe Garbo-gebied (waar o.a. ook radiolarieten voorkomen), dat hij tot de Trias rekent [4]), vele punten van overeenkomst heeft met het Goemai-gebergte. Mogelijk behoort ook het Batoe Garbo-gebied tot het Krijt.

Over de oorsprong der radiolariehoudende Triasgesteenten heeft SCRIVENOR nog in 1931 uitvoerig zijn meening geargumenteerd (l. c. p. 77—82).

In de „vuursteenen" (chert) ontbreken de radiolariën soms geheel en al. Elders komen ze voor. Ook Bryozoa, sponsspicula's en foraminiferen zijn er in aangetroffen. En ten slotte plantenresten, die door

---

[1]) De Mijningenieur 1930 en 1933.
[2]) Versl. Kon. Acad. v. Wet. 35, 1932, p. 580—584.
[3]) De Ingenieur in Nederl. Indië Nr. 8, 1934.
[4]) Blad VIII. Jaarb. v/h. Mijnwezen 1929, p. 16.

Seward onderzocht werden. Hij herkende er een stuk van de stam van een conifeer in, naar alle waarschijnlijkheid een araucaria. Verder komen er in eenige preparaten wortels van vaatplanten voor. De structuur van eenige dezer worteltjes doet hem veronderstellen, dat ze in moerassigen bodem of in water groeiden.

Hij concludeert, dat er in ieder geval geen sprake van kan wezen, dat deze fossielen uit diep water afkomstig zouden zijn.

Ik vermeldde reeds, dat door Krol in West-Borneo (Boven Saboeng, Serawak) een analoog voorkomen (ónder Monotis houdende schalies) gevonden werd. De daar in de vuursteen voorkomende wortels werden door Posthumus gedetermineerd als van een conifeer (*Cedroxylon*).

Scrivenor komt tot de conclusie, dat deze „cherts'' niet anders dan in ondiep zeewater gevormd kunnen zijn, b.v. in lagunes.

Slechts plaatselijk zijn in de ontstane SiO_2 gel radiolariën ingespoeld. Ja zelfs acht hij het niet uitgesloten, dat plaatselijk (waar er vele plantenresten in de „gel'' gevonden zijn die op moeras wijzen) een vorming in zoetwater plaats had. Men zou het echter ook kunnen verklaren door aan te nemen, dat deze moerassen door de zee overstroomd werden.

In ieder geval komen wij dus tot het besluit, dat er in den onder- en midden-Triastijd over belangrijke uitgestrektheden in het westelijk deel van den archipel een toestand bestond, die gunstig was voor het ontstaan van deze kiezelzuurrijke gesteenten. Overigens is het nog niet duidelijk hoe wij ons deze verhoudingen moeten voorstellen.

Het is noodig er op te wijzen, dat wij dit beeld van de Trias in het Westen van den archipel slechts hebben kunnen samenstellen door het eenige dóórloopende Triasprofiel in de Padangsche Bovenlanden, door Musper opgenomen, te combineeren met de verspreide en onvolledige andere gegevens, vooral echter met Scrivenor's samenvatting over de ontwikkeling van de Trias in Malakka.

Het is daarom ook van belang dit nog eens naar voren te brengen omdat zonder Musper's profiel men den indruk zou krijgen, dat in Sumatra de onder- en midden-Trias ten eenen male zou ontbreken.

Inderdaad spreken vele auteurs van een uitgestrekte boven-Trias transgressie in den Indischen archipel. Voor het westelijk deel zal men, wanneer men Scrivenor's opvatting over het ontstaan der triassische „cherts'' aanvaardt, hoogstens kunnen spreken van een ondieper worden der zee in dit gebied, gedurende onder- en midden-Triastijd.

Ten slotte moet hier nog vermeld worden, dat in Borneo waarschijnlijk een uitgestrekt marien Triasgebied voorkwam. De tot nu toe meestal tot de Jura gerekende z.g. Danauformatie, welke Molengraaff ten deele voor een typische diepzee afzetting houdt [1]), zou immers volgens sommige auteurs even goed tot de Trias kunnen behooren. Deze formatie is nl. ouder dan Krijt (zie pag. 146), dat plaatselijk discordant op de intensief geplooide Danauformatie rust, terwijl Hinde op grond van de door hem onderzochte radiolariën de Danauformatie als post-palaeozoïsch (mogelijk Jura) heeft bestempeld. Het voorkomen dezer Danauformatie is op het

[1]) Zie de bespreking van Rutten in „Voordrachten'' pp. 262—268.

kaartje van de Trias ingeteekend. Op deze kwestie kom ik aan het einde van het Mesozoicum (pag. 153) terug; evenzoo komt later het voorkomen der Danauformatie in SW. Celebes ter sprake (pag. 148). Hier zij slechts mijn hierachter gemotiveerde conclusie vermeld, dat nl. de Danauradiolarieten wel eens konden blijken de aequivalenten te zijn der radiolariënhoudende onder- tot midden-Trias gesteenten van West-Borneo, Malakka en Sumatra.

OOSTELIJK DEEL.

Wij willen nu nagaan wat er van de Trias in het oostelijk deel van den archipel bekend is, want van Java[1]) en de Kleine Soenda-eilanden is geen Trias bekend.

De belangrijkste gegevens in het oostelijk gedeelte zijn bekend van twee eilanden, Timor en Ceram, vooral van Timor, waarmede wij zullen beginnen.

De volgende 5 faciestypen van de Trias worden er onderscheiden[2]): 1e. Scyticum en Anisicum zijn alleen als Cephalopodenkalken aangetroffen. Deze zelfde facies vinden wij ook in de Ladinische, Karnische en Norische afdeeling. Het is merkwaardig, dat de geheele Trias in Cephalopodenfacies voorkomt.

Mogelijk is dit te verklaren door aan te nemen, dat door submariene erodeerende werking van zeestroomingen de sedimentatie sterk beperkt werd[3]) (De geheele onder-Trias is nl. slechts 2 m dik). „De Boven-Triadische „Cephalopodenkalken „bereiken (in Portugeesch Timor althans) een vrij belangrijke dikte'' (FR. WEBER).

Deze facies is alleen gevonden in de centrale zone van het eiland. Volgens de opvatting van KRUMBECK zijn deze kalken gevormd in de diepere gedeelten van een neritische zee (analoog aan de Hallstätter facies). 2e. Een tweede facies van de Trias is de z.g. flyschfacies (ouderdom van Ladinisch tot Norisch): zandsteenen, grauwacken, schalies, zandige en leiige kalksteenen. Deze gesteenten bezitten groote dikte. Ze zijn nabij land, neritisch, gevormd. „In de flysch komen vooral basische „eruptiva veel voor: gabbro-peridotietische gesteenten alsmede diabazen, diabaas- „porfierieten en melafieren met hunne tuffen en ook tufzandsteenen, op Timor, „Tanimber, Ceram, Boeton en in Oost-Celebes. Jong-mesozoische ouderdom komt „voor de meeste dezer voorkomens niet in aanmerking!'' (FR. WEBER). Men vergelijke hiermede de opvatting van VON LÓCZY voor Oost-Celebes (p. 148) en de kritiek op diens opvatting door HETZEL (Ingenieur Ned. Indië 1935, IV, pg. 30). 3e. Als derde facies kunnen genoemd worden: bruinroode kleischalies en radiolarieten, soms met Daonella-Halobia kiezelkalken (in het N.W. van het eiland); basische eruptiva treden in verband er mede op. Ze worden voor bathyaal tot abyssaal gehouden. 4e. Rifkalk-facies, uitsluitend in een N.W. zone van het eiland. De lang aan de erosie weerstand biedende gesteenten vormen vaak klippen of „fatoe's'' in het landschap: ouderdom Karnisch en Norisch. 5e. Tenslotte worden bitumineuze mergels en kalken, bij Lelogama aardolie-houdend, gerekend tot de Rhät.

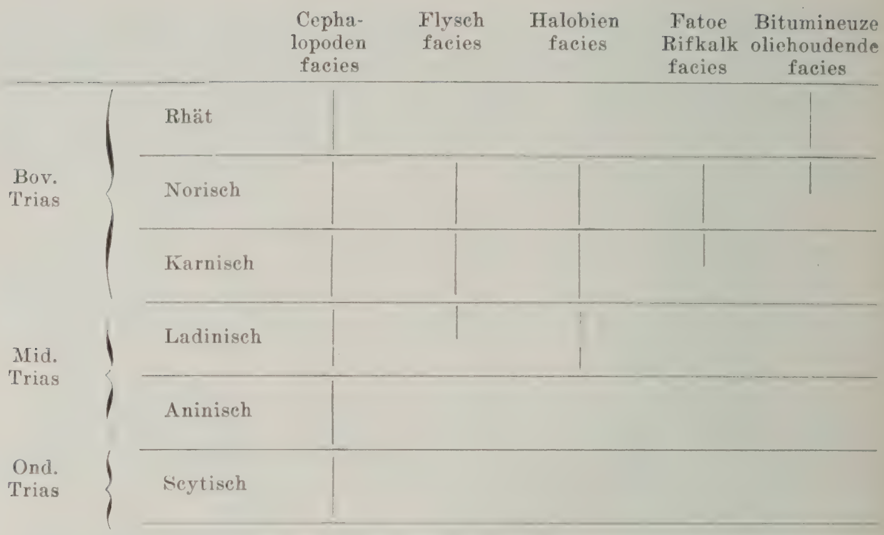
Wij kunnen dit in het volgende overzicht samenvatten:

---

1) HARLOFF (Geolog. Kaart van Java 1: 100000, blad 67) heeft op de mogelijkheid gewezen, dat er onder de pretertiaire gesteenten van het Lho Oelo-gebergte Trias en Jura kan voorkomen. Er is echter nog geen enkele vondst van oud-mesozoicum gedaan.

2) Volgens WANNER in Martinfeestbundel.

3) Zie PH. H. KUENEN. De tijd als factor in de Geologie, 1934, p. 15.



Op Ceram zijn slechts Boven-Triasgesteenten door fossielen aangetoond en wel in Oost- en Midden-Ceram in flyschfacies. In Midden-Ceram kon een dikte van 800 m geconstateerd worden. Volgens RUTTEN is de Trias in West-Ceram zelfs minstens 1000—2000 m dik. In Midden- en West-Ceram is eveneens Boven-Trias aangetroffen. „Ook in Oost- en Midden-Ceram heeft de Boven-Trias stellig meer „dan 1000 m dikte, de oorspronkelijke dikte is echter nauwelijks meer te bepalen „aangezien deze afzettingen wel nergens meer in normale ligging resp. in ongestoord „verband aangetroffen worden, maar door den dekbladenbouw tektonisch geredu- „ceerd of geaccumuleerd zijn'' (FR. WEBER). In West-Ceram en op Kellang volgt óp phyllieten een 1500 m dikke lagenserie, die door RUTTEN de grauwacke-glanslei-formatie genoemd is. Op één plaats, in W. Ceram, is te zien, dat de gesteenten dezer formatie naar beneden geleidelijk in phyllieten overgaan.

„In het allerwestelijkste deel van het eiland is nimmer een normaal verband tusschen Trias en de grauwacke-glansleien gevonden. In midden-Kellang schijnt echter de Trias geleidelijk in de grauwacke-glansleien over te gaan, en ook in Westelijk Midden-Ceram bestaat er — tenminste petrographisch — een geleidelijke overgang van Trias in grauwacke-glansleien. Dát schijnt dus voor een doorgaande sedimentatie van glimmerschist-serie tot in het Mesozoicum te pleiten. Aan den anderen kant spreekt het voorkomen van schistmateriaal in conglomeraten der Trias duidelijk voor een discordantie, die ónder de Trias moet liggen. Het is niet ondenkbaar, dat in sommige deelen van Ceram of in naburige gebieden, die nu door de zee bedekt zijn, pretriassische orogenese heeft plaats gehad en dat in andere deelen van het eiland dóórgaande sedimentatie plaats had.''[1])

WANNER veronderstelt echter, dat de waargenomen concordantie slechts een schijnbare concordantie is[2]), d.w.z. dat deze tektonisch ontstaan is en dat de onder-Trias ontbreekt, terwijl de boven-Trias transgredeert. Indien deze laatste veronderstelling juist is, hebben wij in ieder geval op Ceram en in sommige faciesgebieden van Timor een verschil (transgressie der boven-Trias) t.o.v. de Cephalopodenfacies op Timor, die het Perm continu met de boven-Trias verbindt.

Ook op Boeroe bestaat de Trias (wederom is slechts boven-Trias bekend) uit flysch-gesteenten, kalken, mergelkalken en asphaltleien. Er is veel overeenkomst met Ceram. En evenzoo is het gesteld met de boven-Trias-flysch op Ambon. Wederom

[1]) RUTTEN. „Voordrachten'' blz. 729.
[2]) Martinfeestbundel blz. 576.

vinden wij deze „flysch'' terug op Boeton (eveneens oliehoudend): Norisch (*Monotis, Halobia, Juvavites, Halorites*).

In Celebes is Trias bekend uit den Oostarm in het Tokala-gebergte (Noricum met *Misolia celebensis*); verder blijkt uit de publicatie van Brouwer (1934) dat in het Oostelijk deel van Centraal-Celebes de Trias waarschijnlijk een vrij groote uitgebreidheid heeft, doch fossielen werden slechts in het gebergte ten Oosten van Era gevonden.

Boven-Trias is verder min of meer volledig bekend van Portugeesch Timor, Rendjoewa, Savoe (onder-Karnische Halobienkalken en Norische kalksteen), Rotti (mergels, kalksteenen en zandsteenen met Halobien en Monotis; geen onder-Trias aangetoond), Letti, Moa, Babbar, Tanimber eilanden (op deze vier alleen boven-Trias aangetoond — overeenkomst met Timor — ook radiolarieten). Verder is Trias bekend van Misool [1]) en tenslotte is op grond van de petrographische habitus der gesteenten nog Trias verondersteld op eenige kleine eilandjes S.E. van Ceram. Wanner's tabel in den Martinfeestbundel geeft een duidelijk overzicht van het een en ander. „Trias is niet alleen op de Goram- en Watoebela-eilandengroep aange- „toond, maar ook op Koer (Westelijke Kei-eilanden) en buiten Jamdena ook op de „binnenreeks van Moloe tot Seloe'' (Fr. Weber).

Vatten wij nu de resultaten voor het Oosten van den archipel samen, dan valt er het volgende uit te concludeeren:

1. De diverse faciestypen op Timor, Ceram en Boeroe (vooral op Timor) toonen aan, dat er behoorlijke verschillen in diepte der naburige zeeën tijdens de boven-Trias bestonden. In Jura en Krijt vinden wij aanduidingen van analoge toestanden, zooals b.v. de diepzee-sedimenten uit de Jura van Rotti en het Senoon van Timor.

2. Slechts van één facies is echter een doorloopende opeenvolging van onder- tot boven-Trias bekend, de Cephalopodenfacies (Hällstätterfacies). Overigens is zoowel van Timor als van alle eilanden in het Oosten slechts boven-Trias bekend en het is begrijpelijk dat Wanner op grond hiervan spreekt van een boven-Trias transgressie, welke samenvalt met het ontstaan van de diverse faciestypen, d.w.z. diepten en relief. Waar dit ook geldt voor eilanden als Savoe, Rotti, Letti en Babbar, van welke naast boven-Trias Perm bekend is, zou dit wijzen op een regressie in die gebieden tijdens onder- en midden-Trias. Een dergelijke regressie kan wel doch hoeft niet op een orogenese in dien tijd te wijzen. Ook door andere oorzaken zou men dit kunnen verklaren. De ervaring die wij juist van het westelijk deel van den archipel leerden kennen is overigens een waarschuwing om wel zeer voorzichtig te zijn in de conclusie over het volledig ontbreken van mariene onder- en midden-Trias in die gebieden waar wij geen positieve gegevens voor de aanwezigheid ervan bezitten. Misschien moeten wij zeggen: nog geen gegevens.

3. Er is veel overeenkomst in facies (flyschgesteenten vooral), olie- en asphaltvoorkomens, koollaagjes, basische eruptiva en fauna van de diverse vindplaatsen in het Oosten. Door Wanner is er meer dan eens op gewezen en Smit Sibinga heeft hieraan beschouwingen gewijd [2]). Hij verbindt nl. al die eilanden (d.w.z. met uitzondering van Misool) over de Soela eilanden en de Banggai archipel (waar echter geen Trias ge-

---

[1]) Misool. Hier een discordantie in boven-Trias tusschen Karnicum en Noricum.
[2]) Natuurk. Tijdschr. Ned. Indië, 1926.

vonden is) tot een „Boven-Trias geosynclinaal'', waarin zich mèt de sedimenten het moedergesteente der olie- en asphalt-afzettingen in de Molukken zou hebben gevormd. Bij de bespreking van de Jura kan aangetoond worden, dat deze geosynclinaal waarschijnlijk niet via de Soela-eilanden, doch via Boeton, Celebes met Boeroe verbond (pag. 139).

4. Ongetwijfeld ontkomen wij niet aan de conclusie, dat er tijdens de vorming der boven-Triassedimenten in de Molukken, in de nabijheid land gedenudeerd werd, dat die groote hoeveelheid flyschgesteenten kon leveren. Het materiaal is echter naar alle waarschijnlijkheid uit het Oosten (niet uit het Westen zooals Smit Sibinga meende) afkomstig (hierover verder op pag. 140). De rand van geosynclinaal en denudatiegebied moet gelegen hebben ten Noorden van Misool, waar intusschen een discordantie voorkomt, die (tusschen Karnicum en Noricum) nergens anders nog geconstateerd is. Tot het „Oostelijk'' denudatiegebied behooren: Noord-Australië, Nieuw Guinea, Obi, de Soela-eilanden en de Banggai-archipel van waar geen mariene Trias bekend is, evenmin als van Soemba. Smit Sibinga heeft vooral den nadruk willen leggen op de aanwezigheid van land in het gebied der Banda zee, dat één geheel zou gevormd hebben met West-Celebes en het „Soendaland''[1]). Wij zullen op deze kwestie bij de bespreking van de Jura terugkomen (pag. 140).

5. Als laatste punt zij hier nog er op gewezen, dat de zee tegen het einde van de boven-Trias blijkbaar overal regressie vertoont. Rhät schijnt nagenoeg overal te ontbreken, doch hierbij moet niet uit het oog verloren worden, dat deze indruk op een negatief palaeontologisch kenmerk berust, zoodat het gevaarlijk is hier een conclusie op te baseeren. Daar komt nog bij, dat het herkennen van Rhät moeilijk is, d.w.z. dat slechts enkele fossielen een absoluut bewijs voor allerbovenste Trias leveren.

Jura (hierbij plaat 3, fig. 3).

WESTELIJK DEEL.

In het westelijk deel van den archipel zijn slechts enkele Jura-voorkomens met zekerheid bekend, nl. één op Sumatra en eenige in West-Borneo.

---

[1]) Hij voert daarvoor o.m. het volgende argument aan: Uit de verdeeling van de diverse Triasfaciesgebieden op het eiland Timor meent hij te mogen concludeeren, dat „een vlakkere zee het diepe centrale deel van Timor van een noordelijk gelegen littorale zone gescheiden heeft'' (l. c. pag. 4), dus dat de landmassa welke de sedimenten leverde ten Noorden van het huidige eiland te zoeken is. Nu zou deze methode inderdaad opgaan indien men de sterk geplooide structuur op Timor kon ontwarren en indien men aldus werkelijk de vroegere verhoudingen en de ligging der faciesgebieden kon reconstrueeren. Daarvan is echter nog geen sprake. Er is nog veel te weinig van bekend. „De tegenwoordige verdeeling der faciesgebieden „beantwoordt niet aan de opeenvolging of rangschikking tijdens de afzetting der „Triassedimenten, doch is door de Tertiaire overschuivingstektoniek ontstaan en „veroorlooft dus geen conclusie over de ligging der kust van een Triadische landmassa'' (Fr. Weber).

De vraag doet zich nu direct voor of er tusschen Borneo en Sumatra, dus op Malakka en op de Riouweilanden, Banka en Billiton, geen Jura afgezet werd.

Inderdaad is indertijd door B. NEWTON een fauna met mariene schelpen en enkele plantenresten voor mogelijk midden-Jura gehouden. Deze lagen liggen onder een boven-Trias fauna. SCRIVENOR acht het zeer onwaarschijnlijk, dat hier een omgekeerde volgorde door overplooiing veroorzaakt zou zijn en veronderstelt [1]), dat de gebrekkige fossielcollectie eigenlijk geen conclusie over den ouderdom toelaat, doch dat het gesteente waarschijnlijk Trias en geen Jura is.

In dat geval zou er noch van Malakka, noch van een der andere juist genoemde eilanden Jura bekend zijn.

Er is slechts één zekere vindplaats van Jura op Sumatra bekend. Volgens onderzoek van specialisten behoort nl. een fauna van Bivalven welke TOBLER in Djambi (in den Barisan) aantrof, zeker tot de Dogger. Deze komt er voor in sterk metamorphe gesteenten met kalksteenlenzen, in z.g. „Bündnerschieferfacies".

Mogelijk heeft de Jura een grootere verspreiding op Sumatra dan wij thans weten. Misschien behooren nl. nog eenige der volgende voorkomens tot de Jura, doch zekerheid ontbreekt [2]). In den Barisan is misschien Jura aangetoond door een *Itieria* (een Nerinea). Dan volgt Noordelijker, aan de Betoeng-rivier, een kleine fauna, die òf Boven-Trias òf Lias is. Noordelijker, in de Padangsche Bovenlanden, werd een Stromatoporide gevonden (bij Palembajan) welke misschien uit de Jura is, doch misschien ook uit het Krijt. Hetzelfde geldt voor een vindplaats nòg noordelijker in de Gajolanden, waar eveneens *Myriopora* gevonden is. En ten slotte zijn nog bij Tapa Toean brachiopoden aangetroffen, welke òf Boven-Jura òf Krijt zijn. Bovendien is het mogelijk, dat eenige oorspronkelijk voor Trias gehouden fossielvindplaatsen (met *Lovcenipora*) Jura zijn (zie MUSPER, Ind. Ing., 1934, IV, p. 135).

In West Borneo is zoowel Onder- en Boven-Lias als Malm aangetoond, nl. [3]): 1e. Onder-Lias met *Deroceras borneensis* Krumb. in zandige kleischisten en kleien; 2e. Boven Lias met *Dumortieria radians* in kleischisten en zandsteenlagen. Het zijn vlakwatersedimenten. 3e. Dogger of Malm, een vrij rijke doch eentonige fauna, waarin het veel voorkomen van *Corbula* er op wijst, dat de afzettingen waarschijnlijk brak zijn (300—400 m dik). Vermoedelijk behooren ze tot de Malm omdat 4e. in analoge lagen (bij Bengkajang in Sambas) een ammoniet, die waarschijnlijk tot het genus *Perisphinctes* gerekend moet worden, gevonden is. 5e. Ook is Malm (litorale schelpen en bryozoa) beschreven van Serawak. 6e. Tenslotte is waarschijnlijk Jura gevonden in het merendistrict [4]).

WING EASTON [5]) vermeldt, dat de Jura in de Chineesche districten ongestoord, dus blijkbaar discordant rust op geplooide Trias en palaeozoicum, terwijl hij op een van zijn profielen een duidelijke discordantie aan de basis van de Jura teekent [6]).

Op Sumatra is slechts Dogger bekend. Over de zeer belangrijke vraag of daar continu sedimentatie van Trias naar Jura òf discordantie tusschen deze beide aanwezig is, valt niets met zekerheid te zeggen.

---

[1]) Geology of Malaya, blz. 67 en 106.
[2]) Deze vindplaatsen zijn op kaart 3 aangegeven met „+?". De in de legenda van kaart 3 voorkomende verklaring bij „+" is bedoeld voor de teekens op Borneo.
[3]) Zie voor gegevens WANNER „Mesozoicum" in Martinfeestbundel en Jaarb. v/h. Mijnwezen, Alg. Ged., 1931, blz. 180.
[4]) Jaarb. Mijnwezen 1931, Alg. Ged., blz. 49.
[5]) WING EASTON. Jaarb. Mijnwezen 1904, blz. 23.
[6]) loc. cit. Pl. XIII, profiel N—M, pag. 23.

OOSTELIJK DEEL.

1. De Timor — Boeroe — Oost Celebes-zone.

Een geheel andere ontwikkeling van de Jura treffen wij aan in het Oostelijk deel van den Indischen Archipel; zie pag. 137 (volgens WANNER in Martinfeestbundel, met de volgende aanvulling van Dr. WEBER:).

„IJzerhoudende kleien vormen op Jamdena een serie van belang- „rijke uitbreiding en waarschijnlijk aanzienlijke dikte, welke vermoedelijk „den geheelen Dogger bevat en direct aan de Oxfordmergels aansluit — „palaeontologisch is dit weliswaar niet te bewijzen bij de groote fossiel- „schaarschte dezer kleien. Op Ceram daarentegen is tusschen de Nief- „oolithkalk (midden- tot boven-Lias) en de Inoceramenmergels (Oxford) „der Niefkloof een nauwelijks meterdikke laag van glauconietkalk inge- „schakeld met een zéér rijke cephalopodenfauna, welke naast Lias- ook „Dogger-amonieten bevat, waarvan echter de nadere determinatie nog „moet geschieden'' (FR. WEBER). Op nadere bijzonderheden zal hier niet ingegaan worden [1]). Laten wij alleen opmerken, dat geen goede doorloopende profielen in dit gebied bekend zijn, dat wat er bekend is slechts werd opgebouwd uit fossielvondsten en door bestudeering van gesteentenmonsters. Wanneer dan ook op bepaalde eilanden soms eenige étages ontbreken, kàn dit zeker het gevolg zijn van onze nog gebrekkige kennis dezer gebieden en van de soms geringe ontsluitingen. Dat aldus schijnbare stratigraphische lacunes veroorzaakt worden door lacunes in onze kennis is door de steeds toenemende vondsten reeds duidelijk aangetoond. Men vergelijke b.v. de samenvatting over het Mesozoicum van MARTIN [2]) in 1907, vervolgens van WANNER in 1925 [3]) en 1930 [4]). In ieder geval schijnen op Timor twee faciestypen van de Trias zich tot in de Lias voort te zetten, nl. de cephalopodenkalkfacies en de „fatoe''-facies. Over de dikte is vanzelfsprekend ook zéér weinig bekend. Waarschijnlijk bezit b.v. de Malm op Timor groote dikte, doch er zijn geen goede profielen bekend. Voor Ceram acht RUTTEN concordantie tusschen Trias en Jura mogelijk, doch deze is niet aangetoond. In tegenstelling tot DENINGER meent WANNER, dat er op Boeroe geen volledig concordant op de Trias rustend Juraprofiel voorkomt en dat de Jura pas met de Malm begint. Inderdaad is daar niet meer van de Jura bekend, doch de mogelijkheid blijft bestaan, dat ook daar meer gevonden zal kunnen worden. Volgens VON LÓCZY (zie pag. 137) heeft in Oost Celebes continu sedimentatie gedurende het Mesozoicum plaats gehad [5]). „De aan de „Zuidkust van Misool waargenomen Liastransgresssie (conglomeratische „kwartszandsteenen discordant op athyridenkalk) heeft misschien slechts

[1]) Zie tabel en tekst van WANNER in Martinfeestbundel.

[2]) K. MARTIN. Mesozoisches Land und Meer im Indischen Archipel. N. Jahrb. Min. etc., I, 1907, p. 107—130.

[3]) Verbeekgedenkboek.

[4]) Martinfeestbundel.

[5]) Op de kaartjes is geen rekening gehouden met de ouderdomsbepalingen van HOJNOS op grond van de radiolariën. TAN heeft hier een juiste kritiek op gegeven (De Mijningenieur 1935, blz. 31—33).

				Rotti	Timor	Babbar	Jamdena	Ceram	Boeroe	Boeton	Oost Celebes
Malm	B.	Tithoon.	Mergelkalken met Duvalia timorensis	?	+		?	?	?	?	?
Malm	M.	Kimmeridge. Lusitanien.	Hoornsteenrijke Belemnietenkalken en radiolarieten	+	+		0	+	+	?	?
Malm	O.	Oxford.	Kalken en mergels met Bel. gerardi	+	+		+			+	+
Malm	O.		Aucella, Inoceramus-mergelkalken	+	+		+	+	+		+
Dogger	B.	Callovien.	IJzerhoudende kleien en mergels met Macrocephalen	+	+	+ ?	+ ?[1]	0 ?[1]			?[2]
Dogger	B.	Bathonien.	Mergels en mergelkalken met Prodicoelites	+	+	+ ?	+	0			?[2]
Dogger	M.	Bajocien.	IJzerhoudende kleien met Stephanoceras	+	?	+ ?	+ ?[1]	0 ?[1]			?[2]
Dogger	O.	Aalenien.	IJzerhoudende kleien met Phylloceras nilsoni var. timorensis	0	+	+ ?	+ ?[1]	0 ?[1]			?[2]
Lias			in verschillende faciestypen ontwikkeld, vnl. echte kalksteenen en mergels; meestal onvolledig bekend.	+	+	+	+	+		+	+

O beteekent op andere wijze ontwikkeld.

[1]) aanvulling door Dr. Fr. Weber.

[2]) aanvulling volgens Von Lóczy, die (l. c. p. 248) continu sedimentatie in het mesozoicum veronderstelt.

„een locaal karakter, aangezien ca. 20—25 km ten NW èn SE van deze „plaats dezelfde Liasoolithenkalk als op Ceram op de Trias volgt, in het „NW discordant op Flyschgesteenten, in het SE daarentegen schijnbaar „concordant op Triaskalk. Op Ceram zelf zijn de contactverhoudingen „tusschen Triasflysch resp. -kalken en de Liaskalken (gedeeltelijk oolith-„kalk, gedeeltelijk radiolarienkalk) nog niet opgehelderd. De radiolariën-„kalk treedt in absoluut identieke ontwikkeling ook in het Tokala-gebergte „in Oost-Celebes op en in SE-Boeton, hier een tot de midden-Lias be-„hoorende cephalopodenfauna bevattend. Waar echter onder-Lias uit het „noordelijk gedeelte der Timor—E. Celebes-geosynklinaal tot nog toe niet „bekend is, schijnt wel in dit gebied de sedimentatie in dit tijdvak onder-„broken geweest te zijn en is voor de strook Boeton-(Boeroe)-Ceram-„Misool een vermoedelijk met discordantie verbonden transgressie van „midden-Lias over Trias aan te nemen" (FR. WEBER).

2. Soela-eilanden, Obi, Nieuw Guinea.

Anders is het gesteld op de Soela-eilanden waar de boven-Lias-sedimenten niet alleen het karakter eener transgressieve afzetting hebben (kwartszandsteenen en kalkzandsteenen tot conglomeraten) maar waar mogelijk, zelfs waarschijnlijk, het gebied van deze eilanden in de Trias land geweest is. Wij komen hiermede van zelf aan gebieden (Soela-eilanden — Obi — Nieuw Guinea), die door het geheel andere facies-profiel van de Jura onderling overeenkomen en die zich gezamenlijk onderscheiden van de tot nu toe besproken eilandenzône. Op deze eilanden komt geen Trias voor. Dit is weliswaar een „negatief" kenmerk, doch het is opvallend, dat b.v. in rolsteenmateriaal van het centrale gebergte van Nieuw Guinea wel telkens mariene palaeozoische- en Jura-fossielen gevonden zijn, doch dat geen enkel Triasfossiel aangetroffen werd.

De overeenkomst in de ontwikkeling van de Jura in deze gebieden wordt in het volgende overzicht samengevat: [1])

[1]) Naar WANNER: „Mesozoicum" in Martinfeestbundel.

					Soela-eilanden	Obi	N. Guinea
Malm	Bov.	Tithon		kleischisten met geoden	?		?
Malm	Mid.	Kimmeridge		kleischisten met geoden	?		?
Malm	Mid.	Lusitan.		kleischisten met geoden	?		?
Malm	Ond.	Oxford.	Bel. gerardi en Inoc. lagen	kleischisten met geoden	+		+
Malm	Ond.	Oxford.	Perisphinctes en Peltoceras lagen	kleischisten met geoden	+		+
Dogger	Bov.	Callovien	Macrocephalus lagen	kleischisten met geoden	+	+	+
Dogger	Bov.	Bathonien		kleischisten met geoden	?	?	?
Dogger	Mid.	Bajocien	Hammatoceras- en Humphriesianus lagen	kleischisten met geoden	+	+	+
Dogger	Ond.	Aalenien.	Kalkzandsteenen met Hammatoceras en Bel. exilis		+		?
Lias			in diverse gebieden op verschillende wijze ontwikkeld.		+		+

Op het kaartje zijn de diverse plaatsen op Nieuw Guinea aangegeven volgens de gegevens welke te vinden zijn in de publicaties van Wanner (1930), Zwierzycki (Vogelkop 1932) en Gerth (L. G. M. 1927). De facies van de Jura wordt wel beschouwd als bathyaal. Van Nieuw Guinea zijn de vondsten slechts fragmenten (rolsteenen) en die zijn nog ten deele uit Tertiaire conglomeraten afkomstig, dus van dikte etc. is niets te zeggen. Naar alle waarschijnlijkheid had de Jura-transgressie in dit gebied een zeer groote uitgestrektheid. Zwierzycki geeft op zijn overzichtskaart van de Vogelkop b.v. tamelijk uitgestrekte gebieden aan. Bovendien blijkt, dat er Jura in phyllitische gesteenten en in in kalksteenen en kiezelschisten aangetoond is, zoodat verondersteld mag worden, dat in de oude schisten op Nieuw Guinea nog meer Jura aanwezig is.

Wij vinden dus betrekkelijk kort bij elkaar de Jura in verschillende wijze ontwikkeld, de zône van Rotti—Timor tot Boeroe en Oost Celebes eenerzijds, de zône van de Soela-eilanden naar Obi en Nieuw Guinea anderzijds. In het eene gebied waarschijnlijk continu sedimentatie minstens sedert boven-Trias, in het andere een oogenschijnlijke boven-Lias transgressie; vóórdien (in Trias) lag hier waarschijnlijk een groot denudatiegebied.

Bij de Trias werd de mogelijkheid van een verbinding Boeroe—Celebes' oostarm ter sprake gebracht (pag. 134). De verspreiding van de Jura toont ons duidelijk, dat wij die verbinding niet via de Soela-eilanden, doch via Boeton en Zuidoost-Celebes moeten zoeken.

De vraag of er aan de binnenzijde van de Timor—Boeroe—E. Celebes zône denudatiegebieden waren gelegen gedurende Trias en Jura, houdt ten nauwste verband met eventueele pretertiaire plooiingen en opheffingen in die gebieden. Die kwestie wordt hierachter (pag. 152, 153) besproken en als resultaat komen wij daar tot twee mogelijkheden. Plooiing en daarop volgende denudatie (in casu voor West Celebes) òf aan het einde van de Trias òf in het Onder-Krijt. In het eerste geval konden gedurende de Jura denudatieproducten aan de Timor—Oost Celebes zône geleverd worden, in het tweede geval noch gedurende Trias noch gedurende de Jura. In geen van beide gevallen echter kan aannemelijk gemaakt worden, dat van het Westen uit gedurende de Trias denudatieproducten aan de Timor—Oost Celebes zône toegevoerd werden. De Triasflysch van die zône moet dus afkomstig zijn van de andere zijde, d.w.z. waar thans de Soela-eilanden, Obi, Nieuw Guinea en Australië gelegen zijn. Juist langs den rand van dat gebied ontstond de Timor—E. Celebes geosynclinaal (minstens sedert de boven-Trias). Uit de gegeven voorstelling volgt, dat daarentegen gedurende de Jura — toen het gebied der Soela-eilanden, Obi en Nieuw Guinea (althans zeker grootendeels) door zee bedekt was — geen of uiterst weinig denudatieproducten van die zijde aangevoerd kunnen zijn. De mogelijkheid blijft alleen open, dat Noord Australië gedurende de Jura denudatiegebied was; mariene Jurasedimenten zijn van daar nl. niet bekend en waarschijnlijk ook niet aanwezig.

Indien er nu in het westelijk deel van den archipel plooiing aan het einde van de Trias heeft plaats gehad, kan ook van die zijde het klastisch materiaal voor een belangrijk deel afkomstig zijn, waar de kleien, mergels en mergelkalken der Timor—E. Celebes zône ten deele uit opgebouwd zijn. Of wij ons het westelijk gebied — van Malakka tot West Celebes reikend (zie pag. 148) — tot Sumatra, Java en de Kleine Soenda-eilanden en het tusschengelegen gebied (Banda-zee) uitgestrekt moeten denken, is niet te zeggen zoolang er in de pretertiaire geschiedenis dezer eilanden de groote lacunes blijven bestaan, welke hierachter, op pag. 154 en 155 genoemd worden.

Intusschen is voor deze kwestie van belang de volgende mededeeling van Dr. Weber: „Een t.g.v. gebrek aan bruikbare fossielen nog niet „geheel opgehelderde stratigraphische positie nemen op Tanimber en „Ceram eigenaardige fijnkorrelige geelachtig-witte zandsteenen in, welke „met radiolariënhoornsteen zeer nauw verbonden zijn, op Ceram tevens „met spongieten; lithologisch bestaat tevens veel overeenkomst met de „kwartszandsteenen, welke op Misool *Macrocephalites, Belemnopsis* en „*Aucella* bevatten en dus tot beneden-Oxford behooren; de zandsteen is „zeer zuiver, bevat geen glimmer en héél weinig klei. Waar de twee „hoofdgebieden van verspreiding 400—600 km in N—S-richting uit elkaar „gelegen zijn, zou de veronderstelling van een daartusschen — dus in het „gebied der tegenwoordige Banda-zee — gelegen bovenjurassische land„massa strooken met de lithologische (en event. stratigraphische) over„eenkomst. Kwartszandsteenen van grover korrelgrootte, vermoedelijk „eveneens van jurassischen ouderdom, zijn op een eilandje aan den ingang „der baai van Kolonedale aangetroffen en vertoonen veel overeenkomst

„met soortgelijke gesteenten van het eilandje Tobea ten N. van Moena'' (Fr. Weber).

3. Soemba.

Zoolang over de pretertiaire geschiedenis der groote en kleine Soenda-eilanden nog zoo weinig bekend is, zal ook een juist inzicht in de geschiedenis van het merkwaardige eiland Soemba, van welks geplooiden pretertiairen ondergrond bovendien zeer weinig te zeggen valt, nauwelijks mogelijk zijn. Het klastisch materiaal, waar de Juragesteenten van Soemba uit bestaan (kwartsitische zandsteenen met boven-Lias of onder-Dogger fossielen), kan in geen geval afkomstig zijn van het Rotti-Timorgebied, dat toen onder zee lag. Dat materiaal moet dus uit een jurassisch denudatiegebied in het Westen en Zuidwesten aangevoerd zijn, doch misschien (?) ook uit het Noorden.

4. Misool.

Aan de Noordzijde van de Timor—Celebes zône, niet ver van het „oostelijk'' gebied, ligt het eiland Misool. Het is merkwaardig, dat inderdaad de ontwikkeling van de Jura op Misool a. h. w. „affiniteiten'' naar beide genoemde zônes vertoont. In de onderste horizonten is meer overeenkomst met de Soela-eilanden; over het geheel vooral in de Malm bestaat meer overeenkomst met Ceram en Boeroe [1]).

„Tusschen Misool en Soela-eilanden bestaat eenige overeenkomst in „bovenste-Lias en Dogger, terwijl de oudere Liasafzettingen (in kalksteen-„facies) van Misool met die van Ceram overeenkomen. Van het Oxford „af begint opnieuw de facieele gelijkheid met Ceram, welke zich voortzet „tot in het boven-Krijt.'' (Fr. Weber).

KRIJT (hierbij Plaat 3, fig. 4).

OOSTELIJK DEEL.

1. de Timor — Oost Celebes-zône; Verspreiding en ouderdom der Globotruncanagesteenten.

Van groot belang voor de stratigraphie van het Krijt in den Indischen archipel is de kennis van een profiel op Misool, dat wij aan Fr. Weber te danken hebben [2]). Het is overigens slechts in algemeene trekken bekend; details zijn door hem nog niet gepubliceerd.

Het profiel is als volgt:

---

[1]) Zie overzichtstabel van Wanner in Martinfeestbundel.
[2]) Zie Wanner, „Mesozoicum'' in Martinfeestbundel, Tabel.

Bov. Krijt	Danien Maastrichtien Canpanien Santonien Emscher Turoon	Inoceramus Radioliten mergels 1000 m dik	
	Cenomaan	mergelkalken, witte en roode dichte kalken met hoorsteenen en Globigerina, Pseudotextularia, Globotruncana.	z.g. jongere Fajet-kalken.
Ond. Krijt	Albien Aptien Barremien		
	Hauterivien Valanginien	Kalksteenen (zonder hoornsteen) met Hibolites subfusiformis.	

Het profiel is vooral om drie redenen belangrijk:

1e. Blijkt er continu sedimentatie van Jura naar Boven-Krijt te hebben plaats gehad; er zijn geen discordanties;

2e. Tot nu toe was de ouderdom van de kalken met *Globotruncana (Discorbina) canaliculata* [1]), *Globigerina cretacea, Globigerina bulloïdes, Pseudotextularia globulosa* een veel omstreden vraag [2]). Nu blijkt echter, dat ze voorkomen boven de zône met *Hibolites subfusiformis* (een neokome belemniet) en onder de Inoceramus-Radiolitesserie, waarin Turoon- en Senoonfossielen gevonden werden. Deze microfauna komt overeen met de Seewerlagen in de Alpen. Ze zijn dus onderste boven-Krijt (Cenomaan) ten deele waarschijnlijk ook ouder (Onder-Krijt).

3e. De Inoceramus-Radiolitesmergel wordt voor een ondiepe zeeafzetting gehouden, die in het bovenste gedeelte zelfs overgaat in kriskrasgelaagde strand- en delta-afzettingen. Dit ondieper worden der zee wordt ook op andere eilanden aangeduid; op Rotti b.v. door terrigeenmateriaal in de boven-cretaceische foraminiferenkalken (Wanner 1925, p. 585) ook op Ceram en Boeroe komt vrij veel terrigeen materiaal in de globigerinamergels voor.

Wij mogen met waarschijnlijkheid aannemen, dat continu sedimentatie van Jura naar onder- tot boven-Krijt te vervolgen is op Misool, Rotti, Timor, Ceram, Boeroe en in Oost-Celebes [3]). (Wanner nam in 1925 nog regressie in onder-Krijt aan).

---

[1]) H. E. Thalman. Die Regional-stratigraphische Verbreitung der oberkretazischen Foraminiferengattung *Globotruncana*. Eclog. Helvetiae, Bd. 27, nr. 2, 1934. Zie ook: P. Viennot. Sur la valeur stratigraphique des Rosalines, C.R.S. Soc. geolog. de France nr. 7, 1930, pag. 60—62.

[2]) Zie Rutten, „Voordrachten'' pag. 740.

[3]) Zie Tabel van Wanner in Mesozoicum, Martinfeestbundel 1930; Von Lóczy 1934 en Tan 1935 (De Mijningenieur, blz. 31—33).

Globotruncanagesteenten, zooals wij kortheidshalve de fauna van cretaceische kleine foraminiferen zullen noemen, komen voor op Rotti, Timor, Ceram, Misool, Boeroe, Boeton, Oostarm van Celebes; verder in E. deel van Centraal Celebes en in de S.E. arm (BROUWER 1934, p. 58; KOOLHOVEN, Malili 1932), doch ook buiten deze „zône'', nl. op Halmaheira, Nieuw Guinea, (misschien ook op Obi) en in West-Borneo. Verder worden nog van eenige eilanden globigerinenkalken tot het Krijt gerekend, ofschoon hun ouderdom nog twijfelachtig is en hun stratigraphisch verband volmaakt onbekend, nl. op Letti (in mioceene breccies door SCHUBERT), Tanimber eilanden, Obi en de Soela-eilanden (BROUWER) en Celebes Noordam (SCHUBERT).

„Het is wel niet bewezen, echter nauwelijks aan twijfel onderhevig, „dat de globigerinenhoudende kalkmergels tot mergelkalken van Jamdena „(meestal zuiver wit en krijtachtig, soms vaster en vleesch- tot zalm„kleurig of baksteenrood) tot het Krijt behooren, aangezien zij hoofd„zakelijk tusschen het overige Mesozoicum en de tertiaire lagenserie „optreden. Soortgelijke gesteenten, dikwijls met lagen en nesten van „roode, bruine en zwarte hoornsteen, zijn ook in Portugeesch Timor in „een zône langs de zuidkust in vrij belangrijke dikte ontwikkeld en daar „eveneens als Krijt beschouwd'' (FR. WEBER).

2. De ouderdom der Lacazinagesteenten.

Misschien hebben nog andere bovencretaceische foraminiferengesteenten een vrij groote verspreiding gehad in het Oostelijk deel van den archipel.

Voorzoover wij weten heeft nl. het genus *Lacazina* zijn verspreiding in het Senoon (Frankrijk en Spanje). Een soort van dit genus, *L. wichmanni*, komt in Indië voor samen met *Discocyclina, Flosculina, Camerina,* dus in eocene gesteenten.

De mogelijkheid bestaat dus, dat dit genus in Europa typisch voor het Krijt, in Indië een nog in het Eoceen levende soort zou hebben. Een andere mogelijkheid is dat *L. wichmanni* inderdaad ook in den Indischen archipel in het boven-Krijt leefde, doch op secundaire ligplaats in eocene gesteenten voorkomt. Daarvoor zou pleiten dat *L. wichmanni* zeer nauw verwant, zoo niet dezelfde is, volgens SCHLUMBERGER, als de Europeesche, Senone, *L. elongata* MUN. CH. Vervolgens komen in een gesteente van de Kei-eilanden (te Delft) brokstukken ouder gesteente met *Lacazina* er in, in eocene gesteenten ingebed, voor. In dit geval zijn ze dus zonder eenigen twijfel ouder dan de ouderdom der eocene foraminiferen aangeeft.

Deze *Lacazina wichmanni* is beschreven uit eocene gesteenten van: (zie Martinfeestbundel p. 39) Nieuw Guinea (op diverse plaatsen), de Kei-eilanden en Celebes (Oost-Celebes en een twijfelachtige vermelding van S. Celebes) [1]).

Het zou om meer dan één reden van belang zijn indien wij zeker-

[1]) Verder is een *Lacazina lamellifera* beschreven van Sumatra, doch volgens YABE en HANZAWA is dat een *Cyclammina* en volgens SILVESTRI een *Loftusia* en daarmede is tevens de ouderdom van het gesteente twijfelachtig geworden (Martinfeestbundel p. 30).

vindplaatsen [1]) : tufzandsteenen, kleischalies met intercalatie's van kalkbanken (waarin de Orbitolinas) en radiolariënhoornsteen (zie kaartbl. 1 en 2 van Sumatra en MUSPER in: Ingenieur Ned. Indië — 8 — 1934).

Op Java zijn van twee plaatsen Orbitolinagesteenten bekend: 1e. in kalklenzen temidden van kleischalies in het Lho Oeloh gebergte; 2e. als rolsteenen in een tertiairconglomeraat van het Djiwogebergte (zie hierover verder de samenvatting blz. 155).

Kort geleden is ook op Celebes *Orbitolina* gevonden (BROUWER 1934). Op tal van plaatsen in Borneo zijn Orbitolinagesteenten bekend [2]). Op het kaartje zijn ze niet alle afzonderlijk aangegeven. Een vrij uitgestrekt gebied in West-Borneo en Serawak is er door gekenmerkt. Opvallend voor dit gebied is, dat de Orbitolinagesteenten discordant rusten op oudere gesteenten en wel op de intensief geplooide Danauformatie [3]), soms zelfs met een duidelijk basisconglomeraat [4]).

Bovendien is op meer dan één plaats geconstateerd, dat het Tertiair weer met een discordantie rust op het Krijt [5]). Wij kunnen dus aannemen één plooiingstijd post-Danau en pre-Orbitolinagesteenten; een tweede beweging post-Orbitolinagesteenten en pre-plateauzandsteenen (d.i. Tertiair). Wij kunnen in Borneo dus duidelijk de z.g. Cenomane transgressie constateeren, „zoogenaamd'' omdat wij niet zeker er van zijn, dat alle Orbitolinagesteenten tot het Cenomaan behooren. Mogelijk zijn er ook oudere Orbitolinagesteenten bij. Overigens doet dit aan het begrip niets af. Immers ook in Europa kunnen wij deze wereldwijde transgressie von onder-Krijt tot in het Cenomaan vervolgen [6]). In Indië zijn gedurende de laatste jaren zelfs ontwijfelbare aanduidingen van marien onder-Krijt gevonden in Zuid-Borneo bij Martapoera (waarschijnlijk Urgonien), waar transgressief en discordant op de Danauformatie een 1000 m dik pakket conglomeraten en zandsteenen (Manoenggoelformatie) met een onder-Cretaceische *Nerinea* rust [7]), terwijl ook uit het Seberoeanggebied een ammoniet (*Hoplites neocomiensis*), welke op onderste-Krijt duidt, werd aangetroffen [8]). Het is mogelijk, dat wij ook in Noord-Australië een voorbeeld der Cenomane transgressie mogen zien. DAVID zegt daaromtrent (l. c. p. 85) : „Meanwhile in late Albian time a small

---

[1]) Om practische redenen is dit aantal in fig. 4 beperkt.

[2]) In Landak (W. EASTON), G. Buaja, S. Menjike, S. Behe, S. Pade, S. Dait, Temojo, Poelau; aan de Boven Sekajan, Bov. Sambas (S. Koemba, S. Biang), Siberoeang en Embaloeh (MOLENGRAAFF), S. Sekajam, bij Bedoenai (LOTH), S. Kembajan (KROL), Serawak (KROL), Boven Kapoeas (MOLENGRAAFF), S. Bojan (VAN SCHELLE, LOTH); zie verder Jaarb. Mijnwezen 1930, Alg. Ged., p. 51, 55, 63, 64 en 1931, Alg. Ged., p. 48, 49, 55, 58.

[3]) In Landak (W. EASTON), aan de Siberoeang (MOLENGRAAFF) Serawak? (KROL), Bov. Kapoeas (MOLENGRAAFF); zie ook Jaarb. Mijnwezen 1930, Alg. Ged., p. 51; Sg. Boh en Boven Mahakkam (Jaarb. Mijnwezen 1930, Alg. Ged., p. 63).

[4]) S. Kembajan (transgressief over granieten), Bedoewai (LOTH), Silat (W. EASTON) met granietelementen in het transgressieconglomeraat; Bov. Kapoeas.

[5]) In Landak discordant bedekt door plateauzandsteenen (W. EASTON) evenzoo aan de Siberoeang (MOLENGRAAFF) en Silat (LOTH).

[6]) Zie b.v. M. GIGNOUX, Geologie Stratigraphique 1926.

[7]) Jaarboek Mijnwezen 1931, Alg. Ged., p. 68.

[8]) Ibidem, p. 180.

„area was submerged near Darwin, and in Cenomanian time Melville „Island was under the sea...” De gesteenten van Melville Island worden beschreven als „drabcoloured mudstone with *Inoceramus cf. etheridgi* „and *Acanthoceras*”. *Orbitolina* wordt niet vermeld. Volgens het door DAVID gegeven profiel rust dit Cenomaan op palaeozoicum (Perm?). Thans volgt een uitvoeriger bespreking van het Krijt in Borneo.

3. W.- en Centraal-Borneo, Malakka, Banka, Billiton.

In Centraal- en Oost-Borneo zijn nog twee gebieden aan te wijzen waar het Krijt over vrij groote uitgestrektheid aangetroffen is, nl. 1e. in de Bov. Mahakkam (Sg. Boh, Taneneh, Lowong bekken, Kasan) waar Krijt en Danauformatie steil geplooid zijn en discordant door vlakliggend Eoceen met basisconglomeraat bedekt worden, terwijl daar een discordantie tusschen Krijt en Danauformatie waarschijnlijk is naar analogie van MOLENGRAAFF's waarnemingen in de Boven Kapoeas. In het Boesangbekken transgredeert het Krijt over graniet; 2e. wordt alleen op petrografische gronden, in de Boven S. Marah een complex van schalies en grofklastische gesteenten die discordant op Danauformatie rusten en door palaeogeen discordant bedekt worden, tot het Krijt gerekend [1]).

Er is reden te veronderstellen, dat de Zuidelijkste verspreiding der Orbitolina-gesteenten in West-Borneo ongeveer het verloop aangeeft der kustlijn van een Zuidelijk gelegen land. En wel niet alleen omdat in dit gebied Krijt ontbreekt, doch ook omdat aan den N. rand er van Eoceen direct over graniet transgredeert. Ten N. van het Schwanergebergte rust de tertiaire plateauzandsteen direct op graniet (MOLENGRAAFF).

Hoever zich dat land uitstrekte is niet aan te geven. Indien eenige gesteenten in Zuid-Borneo welke VAN ES op grond van hun petrographische habitus tot het Krijt gerekend heeft, inderdaad daartoe behooren, dan is bij benadering de andere, zuidelijke, kustlijn van dat land aan te geven, zooals op het kaartje is ingeschetst.

Op Banka, Billiton en Malakka ontbreekt het Krijt ten eenen male en wij mogen met WANNER en SCRIVENOR wel aannemen, dat er ook nimmer marien Krijt gesedimenteerd is.

Het is niet duidelijk hoe men de vondsten van *Globotruncana (Discorbina) canaliculata*-gesteenten van West-Borneo[2]), die bij het begin van de behandeling van het Krijt reeds even genoemd werden, moet beschouwen te midden van een Orbitolinahoudende omgeving. Dat er Cenomaan in de naaste omgeving aanwezig is, toonen de in het Krijtprofiel van Landak gedane vondsten bij Temojoh (*Knemoceras pinax*, *Schloenbachia*, etc.).

Verder is door ICKE en MARTIN een molluskenfauna beschreven, die waarschijnlijk tot het bovenste Krijt gerekend moet worden, van het Silat-bekken. Deze z.g. Silat-fauna wijst op brakwater tot lacustrale verhoudingen (ook plantenresten zijn er in gevonden).

Het profiel is er als volgt[3])

5 Plateauzandsteenen
~~~~~~~~~~~~
4 Silatgroep: Schalies met eenige zandsteen-, mergel- en kalkbankjes en eenige concordant ingeschakelde cruptieflagen.
~~~~~~~~ ? zwakke discordantie?
3 Plaatzandsteengroep — dunplatige zandsteenen etc. } litoraal tot neritisch
2 Mergels met twee Orbitolinaniveaus. }
1 Breccies vnl. granitisch materiaal.

4. S. E. Borneo.

Rest nu nog te noemen het Krijt van S.E. Borneo.

---

[1]) Verder waarschijnlijk nog Krijt aan de G. Pendohon, Sg. Han en Sg. Tabang.
[2]) Naar Tijdschr. Kon. Nederl. Aardr. Gen. 1899, p. 245 etc.
[3]) De Mijningenieur 1930, pag. 74, 75.

Orbitolinahoudende gesteenten rusten er op porfierieten. Bovendien komt in dit gebied bij Martapoera Senoon voor. Het verband tusschen dit „Cenomaan'' en Senoon is nog niet opgehelderd, doch er zijn eenige feiten, die er voor pleiten, dat er een post-Cenomane, pre-Senone beweging heeft plaats gehad in dit gebied, zoodat er bij de transgressie van het Senoon land of eilanden boven zee uitstaken. Daarop wijst het voorkomen van veel detritisch porfierietmateriaal en van rolsteenen van Cenomane kalk in het Senoon van Martapoera. Er heeft verder misschien zwakke plooiing plaats gehad tusschen Senoon en Eoceen omdat discordant op het Senoon Eoceen rust.

Krol neemt aan, dat bij de cretaceische plooiing zeer sterke eruptieve werking heeft plaats gevonden. Ook nog veel verder noordelijk werden, in den bovenloop van de S. Loean en S. Setive (beide zijrivieren van de Kendilo), intensief geplooide conglomeraten en zandsteenen gevonden. Zoowel in de rolsteenen als in het bindmiddel der conglomeraten werden Orbitolinas gevonden. Deze gesteenten zijn weer discordant bedekt door Eoceen. Zoo rust ook nog Eoceen discordant op Orbitolinenhoudend Krijt in de S. Haloen (Buxtorf) en ten slotte is het niet onmogelijk dat ook op Poeloe Laoet Krijt voorkomt (Göllner).

5. Centraal- en West-Celebes; ouderdom der mesozoische eruptiva.

Op het kaartje zijn niet aangegeven een serie vindplaatsen in Centraal Celebes en in Celebes' Zuidarm waar men van de Maroro-formatie en dergelijken nog niet zeker weet of men ze ten deele tot het Krijt moet rekenen.

Wel moeten wij hier vermelden een serie kleileien, grauwacken en arkosen die in de Zuidarm discordant rusten op gesteenten, die doen denken aan de Danauformatie, terwijl ze zelf met een kleine discordantie bedekt worden door eocene conglomeraten.

Ofschoon er geen enkel fossiel van die zône bekend is, zijn ze wel tot het Krijt gerekend door 't Hoen en Ziegler. Deze hun opvatting wint aan waarschijnlijkheid sedert in het W. deel van Midden Celebes analoge gesteenten aangetroffen werden met *Orbitolina* en een boven-Cretaceische koraal (Brouwer 1934, p. 58). Hieruit blijkt het verschil tusschen West- en Oost-Celebes; waar wij immers in het Westen overeenkomst vinden met Borneo, terwijl het Oosten meer overeenkomt met de Boeroe-Timor-reeks (zie hierover ook Brouwer 1934, p. 58). Ook petrografisch treedt dit verschil tusschen Oost- en West-Celebes duidelijk op. Brouwer heeft er op gewezen, dat in het Westen granitische gesteenten en biotietrijke schisten overheerschen, terwijl in Centraal-Celebes biotietvrije kristallijne schisten voorkomen. Nog oostelijker, in de Oost- en Zuidoostarm overheerschen basische en ultrabasische eruptiva, wier ouderdom volgens Von Lóczy (1934) boven-Cretaceisch is, hetgeen echter blijkens het door Hetzel [1]) en hier door Fr. Weber (p. 131) vermelde onjuist is. Immers er blijken in jongmesozoische, waarschijnlijk tot de Jura behoorende gesteenten afgeronde fragmenten voor te komen van basische eruptiva, die geheel met die uit Von Lóczy's schubzônes overeenkomen. Wij moeten dus rekening houden met de waarschijnlijkheid, dat de mesozoische basische eruptiva der Timor—E. Celebeszône grootendeels zoo niet geheel tot het oudere mesozoicum, Trias, behooren. De eerste twee zônes in Centraal-Celebes zijn volgens Brouwer van elkaar

[1]) Hetzel. De Ingenieur in Nederl. Indië, 1935, pag. 30.

gescheiden door een z.g. mediane lijn, een strook van sterk gemylonitiseerde gesteenten, welke een steilstaande bewegingszône vertegenwoordigen. KÜNDIG geeft een verschuivingszône oostelijker aan[1]).

Wij kennen in den Indischen archipel granieten van pre-permischen en tertiairen ouderdom, doch het is vrij zeker, dat in het westelijk deel van den archipel vele groote granietmassieven van mesozoischen ouderdom zijn. Aangetoond kon dit worden voor West- en Centraal-Borneo. Aan de Boven-Kapoeas vond MOLENGRAAFF de Danauformatie contactmetamorph veranderd door granieten, terwijl op tal van plaatsen in de transgressieve Orbitolinenhoudende gesteenten granietdetritus werd aangetroffen. Volgens VAN ES is zelfs in West-Borneo jurakalksteen door graniet veranderd in kalksilikaathoornrots. Hij beschouwt de ouderdom der granieten als onder-Cretaceisch. RUTTEN heeft er echter op gewezen, dat VAN ES dit niet op overtuigende wijze heeft aangetoond. Zeer waarschijnlijk zijn vele granietmassieven dus post-Danauformatie en pre-„Cenomaan" ontstaan.

Eveneens van Sumatra zijn mesozoische, ook cretaceische granieten bekend. En verder veronderstelt SCRIVENOR, dat de tijd voor het ontstaan der talrijke granietbatholieten in Malakka, die in ieder geval zeker post-Trias is, waarschijnlijk eveneens in het Krijt gesteld moet worden. Naar alle waarschijnlijkheid moeten wij dit ook aannemen voor de granieten van Banka en Billiton en mogelijk sluit de ouderdom der granieten in het Westelijk deel van Celebes daarbij aan.

6. Kleine Soenda-eilanden.

TOBLER[2]) vermeldt Mesozoicum van Flores en van Soembawa. Op Flores werden nl. een Thamnastraea en eenige bivalven (o.a. Ostraea cf. nicaisei Coq.) aangetroffen in donkergrauwe kalksteen van Batoe Assahan (Manggarei, West-Flores). Eveneens bivalven en koralen (Montlivaultia), uit analoge kalksteenen, worden door hem vermeld van Poeloe Ngali, een klein eilandje in de Salehbaai, die Midden-Soembawa van het schiereiland Sanggar scheidt. De gesteenten werden vergeefs op Nummulieten en Orbitoiden onderzocht.

PLOOIINGSTIJDEN; SAMENVATTING (hierbij fig. 5 en tabel).

Aan het slot van het Mesozoicum gekomen moeten wij thans samenvatten wat er van plooiingsperioden uit dien tijd bekend is, waarbij wij tevens een recapitulatie van de mesozoische geschiedenis — voor zoover mogelijk — kunnen geven. Dit vormt dan tegelijk een korte verklaring van fig. 5 en van de tabel fig. 6 (de gegevens waar deze schemas op berusten zijn op de voorgaande kaartjes vastgelegd).

Op zeer vele eilanden bestaat discordantie tusschen Eoceen en Pretertiair. Dit levert aldus een aanduiding voor pre-Eocene bewegingen. Waar er echter in sommige gebieden ook nog zeer intensieve tertiaire

[1]) KÜNDIG. Schweiz. Petr. Mitt. XLI, 1932.
[2]) A. TOBLER. Bericht Indische Abt. geolog. Samml. Basler Naturk. Museum für 1920. Verhand. Naturforsch. Gesellsch. in Basel, Bd. 32, 1921, pag. 14—15.

plooiingen hebben plaats gehad, die tertiair en pretertiair a.h.w. door elkaar gekneed hebben, is de pretertiaire beweging in vele gevallen alleen af te leiden uit het voorkomen van pretertiaire gesteenten in eocene basisconglomeraten.

A. Zoo mogen wij aannemen een laatcretaceische plooiing (na Senoon en vóór Tertiair *a*) in de Timor—E. Celebeszône, waar overigens van minstens boven-Trias tot boven-Krijt, waarschijnlijk reeds sedert het Perm, continu sedimentatie heeft plaats gehad [1]), althans minstens in een gedeelte van die zône. WEBER meent nl. dat wij voor het noordelijk gedeelte rekening moeten houden met een regressie in de onder-Lias (zie p. 138). Wij moeten hierbij echter bedenken, dat deze zône gedurende het Mesozoicum gekenmerkt is door sterk relief (zoowel neritische als bathyale en abyssale afzettingen zijn aangetroffen, zie p. 133 en tabel p. 132), zoodat een trog met doorloopende sedimentatie op korten afstand van een gebied met re- en transgressies gelegen kan hebben. Basische eruptiva hebben in de „Timor—Oost-Celebes geosynclinaal'' een groote verspreiding, ze behooren naar alle waarschijnlijkheid, zeker grootendeels, tot de Trias (p. 148).

Deze zône heeft niet alleen in het Mesozoicum een van de omringende gebieden afwijkende historie gehad, doch ook gedurende het Tertiair en zij is ook thans nog op bijzondere wijze gekenmerkt, zoowel seismisch als gravimetrisch [2]). Het is niet onmogelijk, gezien de groote dikte van het Palaeozoicum op Letti, dat de aanleg van deze merkwaardige geosynclinaal misschien ten deele reeds in het Perm een aanvang genomen heeft.

B. Dat de grenzen van de onder A genoemde zône, zij het ook slechts gedeeltelijk en schematisch aangegeven kunnen worden, is mogelijk omdat wij iets, al is het weinig, weten van de omringende gebieden waar de mesozoische historie geheel verschillend is.

Zoo b.v. van de Soela-eilanden, Obi, Nieuw Guinea en Noord-

---

[1]) Pre-eocene orogenese wordt voor Oost-Celebes waarschijnlijk geacht door KOOLHOVEN; VON LÓCZY vermeldt transgressieve ligging van het Palaeogeen. VON LÓCZY houdt rekening met een plooiing na de Trias, plaatselijk schijnt echter ook in het door hem onderzochte gebied continu opeenvolging van Trias tot boven-Krijt voor te komen: „Terwijl de Tokalakalken in de bovenste lagen overgaan in „de tot het Tithoon en Neokoom behoorende roode Boeroe-kalken, bestaan de „onderste lagen hiervan uit boven-triassische Boeroe-kalken en koraalkalk. Ten „deele gaan de jurassische Boeroe-kalken van de schubbenzône in de bovenste „lagen ook over in de op de Couches rouges gelijkende cretaceische kalkmergels „met radiolariën. Daarmede schijnt de continuiteit der stratigraphische opeenvolging „van de mesozoische sedimenten vrijwel vastgelegd te zijn.'' (loc. cit. p. 248).

[2]) Zie F. A. VENING MEINESZ. Gravity Expeditions at Sea 1923—1932, Vol. II, 1934 (ed. Waltman, Delft). De eenige incongruentie bestaat t.o.v. Misool, dat ik op Pl. III van die publicatie op grond van de in de literatuur beschikbare gegevens tot de tertiaire ongestoorde gebieden gerekend heb. Volgens mededeeling van Dr. FR. WEBER is echter ook op Misool het Tertiair nog geplooid. Aangezien Misool buiten de zone van fel negatief gravimetrisch effect gelegen is, zou dit er op duiden, dat voor een verklaring van dit effect de jongste der drie tertiaire bewegingscycli de belangrijkste is, zooals door VENING MEINESZ verondersteld werd (l.c. p. 132).

Australië, die naar alle waarschijnlijkheid in de Trias een denudatiegebied vormden en die door de Jura-zee getransgredeerd werden. Met waarschijnlijkheid mag men veronderstellen, dat in deze gebieden een laat-palaeozoische beweging heeft plaats gehad. Overigens schijnt het

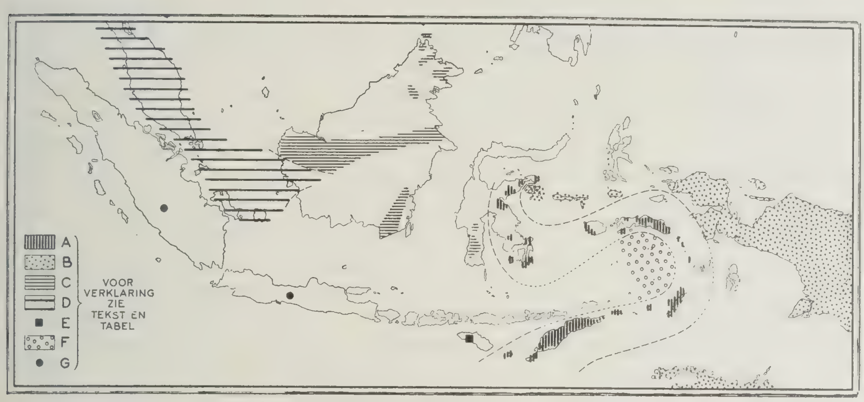


Fig. 5.

Schematisch overzicht der in de mesozoische historie van den Indischen Archipel onderscheiden gebieden. (Op Misool is notatie A bij te teekenen.)

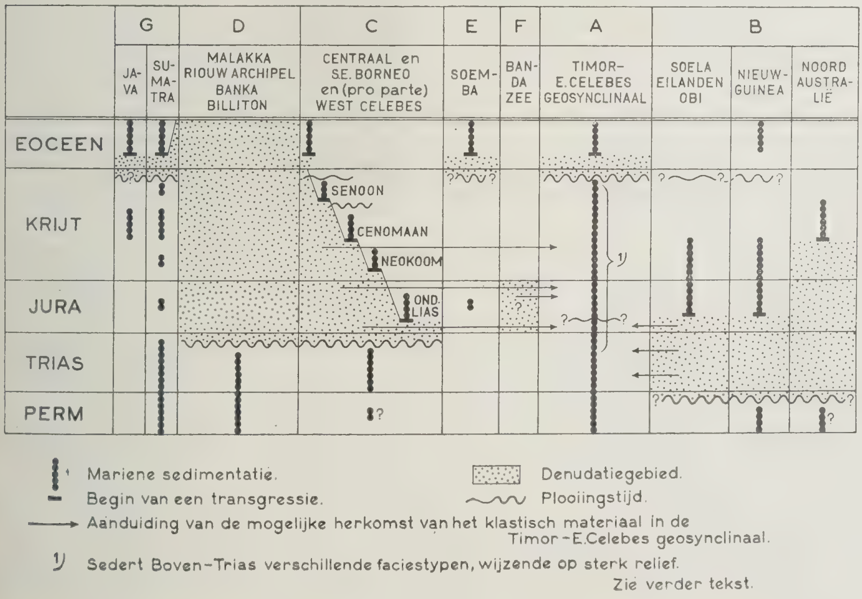


Fig. 6.

Mesozoicum van de Soela-eilanden en Obi wel duidelijk doch zwak geplooid te zijn. De tijd van die beweging is niet vast te leggen. Het is niet onmogelijk, dat de laat-mesozoische of de tertiaire intensieve be-

wegingen (of beide) der onder A genoemde zône op dit als het ware er tusschen in gelegen gebied [1]) zich in zwakkere mate hebben doen gevoelen. Misschien behoort ook de Banggai-archipel tot dat gebied [2]). Daarentegen is op Nieuw Guinea de latere, vooral ook de tertiaire historie van het centrale gebergte veel ingewikkelder. Dit gebied werd misschien weer geosynclinaal sedert de Jura en misschien had er in het Krijt plooiing plaats. Onze kennis van Nieuw Guinea is echter te gering om daaromtrent iets met zekerheid te kunnen zeggen.

WEGENER beschouwde Australië met Nieuw-Guinea als een continentale schol welke eerst in het jong-Tertiair aanlandde in den archipel. De pretertiaire geschiedenis van den indischen archipel toont daarentegen o.m. niet alleen, dat de fauna, stratigraphie en geologische historie van Nieuw-Guinea samen met Obi en de Soela-eilanden tal van punten van overeenkomst had gedurende Jura en Krijt (zooals KUENEN [3]) o.m. reeds betoogd heeft), doch ook, dat de eilandenzône, die van Timor via Ceram naar Boeton en Oost-Celebes te vervolgen is, reeds in den boven-Trias behoorde tot een samengestelde sedimentatietrog, welke randstandig was aan een denudatiegebied waartoe minstens Noord-Australië, Nieuw-Guinea, Obi en de Soela-eilanden behoorden.

C. Geheel anders is de geschiedenis van West- en Centraal-Borneo. Immers daar vinden wij de Danauformatie, die zeker vóór het onder-Krijt, waarschijnlijk vóór de Jura en wel vermoedelijk tegen het einde van de Trias zeer intensief geplooid en gedenudeerd werd (zie hierover onder D). Discordant wordt deze formatie overdekt door de gesteenten waarschijnlijk der Jura, zeker door onder-Krijt en door die der „Cenomane'' transgressie. Deze sedimenten zijn op hun beurt weer geplooid en door boven-Krijt discordant bedekt (Silat), terwijl tenslotte nog een zwakke pre-eocene beweging plaats vond. Waarschijnlijk geldt dit, mutatis mutandis ook voor SE. Borneo en mogelijk ook voor het westelijk deel van Celebes (Midden- en Zuid-Celebes; zie hierover pag. 148 en pag. 155).

De onder-Lias transgressie in W. Borneo is op de tabel aangeduid, evenzoo het onder-Krijt in Borneo en Sumatra en verder de „Cenomane'' transgressie en de Senoontransgressie in SE. Borneo bij Martapoera.

D. Waarschijnlijk ongeveer gelijktijdig met of kort na de intensieve plooiing van de Danauformatie ontstonden talrijke granietmassieven in SW- en Centraal-Borneo. Posttriassisch schijnen ook de vele graniet-batholieten van Malakka, Billiton en Banka te zijn. Dit aldus in groote trekken aangeduide gebied werd waarschijnlijk niet meer door de Cenomane transgressie getroffen. Het was na de Triastijd geleidelijk boven zee opgeheven, overigens nadat de Trias en het Palaeozoicum van dat gebied intensief geplooid waren. De tijd der plooiing van dit gebied is tegen het einde van de Trias en misschien mogen wij

---

[1]) Zie Pl. III van Gravity Expeditions at Sea, Vol. II, 1934.

[2]) Zie RUTTEN, „Voordrachten'', p. 766.

[3]) PH. H. KUENEN, Geological Interpretation of the Bathymetrical Results, Snellius Expedition, V. 1, 1935.

die gelijkstellen met de (intensieve) plooiing der Danauformatie. Deze kwestie is direct afhankelijk van de vraag: hoe oud is de Danauformatie? Behoort die tot de Jura, dan krijgen wij het volgende beeld. Een intensieve plooiing op Malakka, Banka, Billiton en West-Borneo tegen het einde van de Trias en om dit gebied heen een ten deele direct er aan grenzende zône waar de Danauformatie tegen het einde van de Jura zeer intensief geplooid is. Behoort daarentegen de Danauformatie tot de Trias, dan kan voor beide gebieden gelijke plooiingstijd verondersteld worden. De wijde grenzen binnen welke de ouderdom der Danauformatie volgens de palaeontologische gegevens kàn liggen — post-Palaeozoisch en pre-Cretaceisch [1] — laat de tweede mogelijkheid toe.

Bij veronderstelling van gelijke plooiingstijd in bovenste Trias zoowel voor een triadische Danauformatie als voor het gebied van Malakka tot Banka en westelijk Centraal Borneo moeten de verspreide vindplaatsen van neritische Jura in West-Borneo als transgressieve vormingen opgevat worden. Inderdaad heeft WING EASTON op een van zijn profielen (zie pag. 135) een discordantie aan de basis van de Jura geteekend [2].

Zooals wij hiervóór (pag. 140) uiteengezet hebben, zou slechts een beweging tegen het einde van de Trias een denudatiegebied doen ontstaan, waar het terrigeen materiaal der Jurasedimenten in het oostelijk deel van den archipel (zône A) grootendeels van afkomstig zou kunnen zijn.

In de hier gegeven tabel is deze mogelijkheid, m.i. de meest waarschijnlijke, tot uitdrukking gebracht en evenzoo op de kaartjes.

De kwestie van de facies der Danauformatie komt nu opnieuw aan de orde. Immers SCRIVENOR beschouwt de onder-Trias „radiolarieten'' van Malakka als vormingen in ondiep water. Tot dezelfde gevolgtrekking leiden Triasradiolarieten in West Borneo (KROL). Daartegenover staat MOLENGRAAFF's opinie, dat de radiolarieten van de m.i. eveneens tot de onder-Trias behoorende Danauformatie typische diepzee-afzettingen zijn (Men zie de duidelijke samenvatting van alle argumenten in RUTTEN's „Voordrachten'' pag. 263—268).

Er zijn drie mogelijkheden, òf SCRIVENOR heeft gelijk, òf MOLENGRAAFF, òf beiden in zóóverre dat misschien plaatselijk neritische organismen of zelfs materiaal van het land in radiolariënhoudende gesteenten gefossiliseerd zijn, terwijl algemeen de diepzeegenese voor echte radiolarieten opgaat. Het zou geen zin hebben in deze drie [3]) mogelijkheden een keuze te doen. Het probleem kan slechts opgelost worden door een

[1]) Sedert de vondsten van discordant en transgressief op de Danauformatie rustend onder-Krijt kan de vroegere aangave „pre-Cenomaan'' voor pre-Cretaceisch plaats maken.

[2]) De tijd voor de intrusie van vele granietbatholieten blijft post-Trias en prae-onder-Krijt gesteenten. Volgens VAN ES (Voordrachten, pag. 280) zijn in West-Borneo Juragesteenten door graniet contactmetamorph veranderd. Dit zou dus daar op een Bovenste Jura of onder-Krijtintrusie wijzen, wat niet uitsluit dat elders reeds eerder batholieten ontstonden.

[3]) Zie voor een vierde mogelijkheid HARLOFF, loc. cit. 1933.

groot aantal nieuwe gegevens verkregen door veldwaarnemingen en sedimentpetrographisch onderzoek.

E. Een deel der sub A genoemde zône werd aan de N.W. zijde begrensd door een gebied waarvan wij slechts zeer weinig weten, nl. Soemba. In Soemba rust Eoceen discordant op geplooid pretertiair. De plooiingstijd is niet verder te preciseeren dan na Jura en vóór Eoceen.

Soemba toont in de Jura overeenkomst met het gebied der Soela-eilanden wat de aard der gesteenten betreft.

Voor de herkomst van het klastisch materiaal in de Juragesteenten van Soemba moeten wij denken aan een denudatiegebied, dat òf westelijk òf noordwestelijk van Soemba gelegen kan hebben, misschien ook noordelijk, want uit zuidoostelijke richting kan het niet afkomstig zijn, aangezien dat gebied toen onder zeeniveau gelegen was.

F. Ook van een gebied als de Bandazee is nog zeer weinig te zeggen. Weber heeft er op gewezen (pag. 140), dat de aard van vermoedelijk tot de Jura behoorende sedimenten op Ceram en de Tanimber-eilanden duidt op de aanwezigheid van land (denudatie) in het tusschengelegen gebied der tegenwoordige Bandazee. Intusschen blijkt hier wederom ten duidelijkste van welk belang sedimentpetrographische gegevens zijn voor dergelijke kwesties. Ook zal voor een inzicht in de mesozoische geschiedenis der Bandazee van groot belang zijn een toename van onze nu nog zeer gebrekkige kennis der pretertiaire historie der groote- en kleine Soenda-eilanden, dus van de z.g. binnen-Bandaboog

G. Het gegeven beeld kan niet anders dan onvolledig zijn zoolang vele pretertiairgebieden nog zoo weinig gedetailleerd bekend zijn. Een opvallend voorbeeld levert in dit opzicht Sumatra. Heeft er op Sumatra of althans op een gedeelte van dit eiland continu sedimentatie plaats gehad van Perm of Carboon tot boven-Krijt? Is er van dit eiland met slechts één mesozoische boven-cretaceische plooiingstijd te rekenen? Wij hebben zelfs over deze fundamenteele kwesties geen zekerheid. Carboon, Perm en Trias zijn er locaal vrij goed bekend. Van Jura is met zekerheid slechts één merkwaardige Doggerfauna bekend. Ook onze kennis van het krijt is er nog zeer gebrekkig. Onlangs nog bleek de veronderstelde Trias van het Goemaigebergte tot het Krijt, waarschijnlijk onder-Krijt, te behooren. Stratigraphische detailopnamen moeten nog op tal van plaatsen geschieden. Van welk een fundamenteel belang die zijn voor verdere geologische en tenslotte tektonische vraagstukken bewijzen nog weer eens de waardevolle publicaties in den laatsten tijd door Musper aan het pre-Tertiair van dit eiland gewijd. Wij kunnen samenvattende het volgende zeggen.

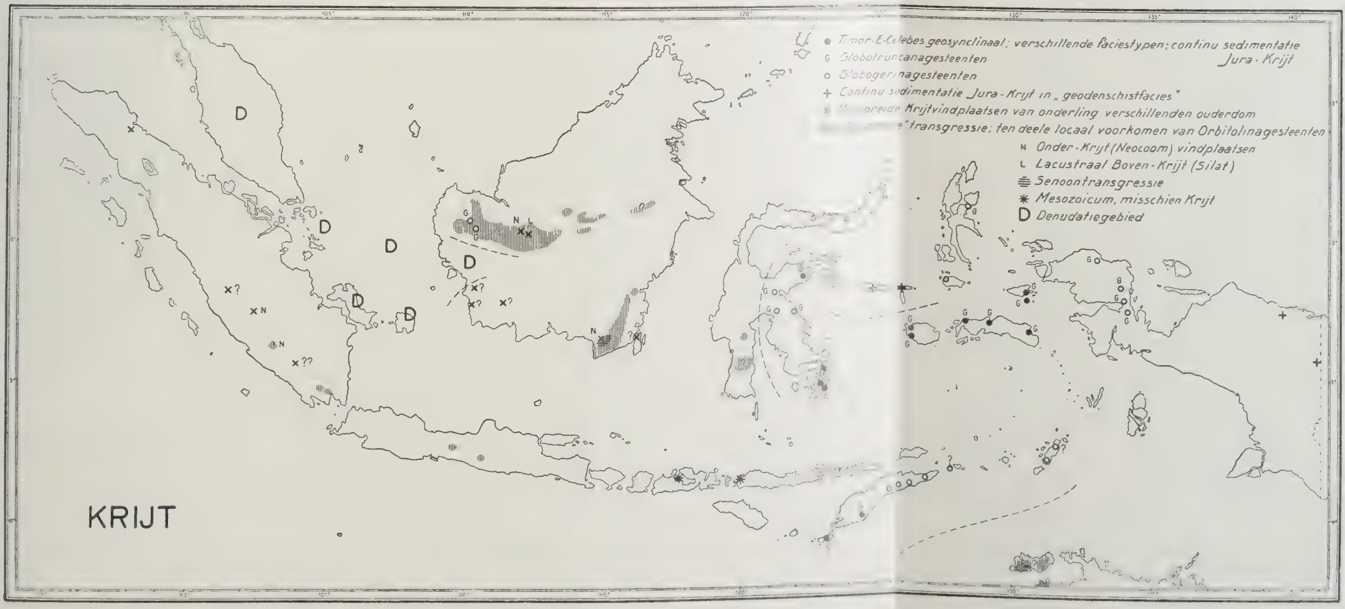
Door menig auteur wordt waarschijnlijk geacht, dat continu sedimentatie gedurende het Mesozoicum plaats vond in het gebied der z.g. Bündnerschiefer (van waar echter slechts Dogger met zekerheid aangetoond is) en dat een plooiing tegen het einde van de Krijtperiode plaats vond, terwijl er misschien nog in het onder-Krijt een beweging geweest zou zijn waar een conglomeraatbank in het onder-Krijt van Djambi op zou kunnen duiden.

Weinig is bekend van de pretertiaire geschiedenis van Java.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.



HARLOFF spreekt in zijn laatste publicatie [1]) over het grootste der drie javaansche pretertiairgebieden, het Loh Oelo-gebergte, voornamelijk van een jongcretaceische plooiingstijd, d.w.z. minstens na de afzetting der Orbitolinahoudende kalksteenen (de eenige pretertiaire gesteenten op Java waar de ouderdom nagenoeg van bekend is). Eerder heeft deze auteur echter reeds terecht betoogd dat men, ofschoon er geen discordanties ónder de serie der krijtgesteenten bekend zijn, niet kan twijfelen aan het bestaan er van: „one only need observe the great difference „between the highly metamorphosed micaceous rocks with their lenti-„cular inclusions of marble, and, the much less altered sediments with „their marly limestones in the Lower Cretaceous [2]) to be confirmed in „his opinion that the latter were deposited upon the surface of the „former after a considerable period of denudation [3])''. De oudere serie wordt door hem verondersteld oudmesozoicum, Trias of Jura, te zijn [4]). Hebben wij dus op Java (misschien ook op Sumatra?) met een „Cenomane'' transgressie te maken? Sluit de pretertiaire geschiedenis van Java (en de overige binnen-Bandaboog?) zich in belangrijkste trekken aan bij die van Borneo en het westelijk deel van Celebes? De zoo juist vermelde resultaten schijnen in die richting te wijzen, doch er zijn nog te weinig gegevens en zoolang is het beter zich van veronderstellingen te onthouden; in ieder geval schijnt de plooiing tegen het einde van het Mesozoicum op Sumatra en Java veel intensiever te zijn geweest dan op Borneo.

---

[1]) C. E. A. HARLOFF. Toelichting bij Blad 67 der geol. kaart van Java 1: 100.000, 1933.

[2]) C. E. A. HARLOFF. Loh Oelo. Excursion guide Fourth Pacific Science Congress 1929, p. 8.

[3]) Bedoeld is waarschijnlijk midden-Krijt tot het oudere gedeelte van het boven-Krijt.

[4]) loc. cit. 1933, pag. 17.

LA GÉOLOGIE DE CASCANTE DEL RIO ET DE VALACLOCHE (ESPAGNE).

PAR

LOUIS ANDRÉ JOHAN BAKX

Avec Planches 4 (I), 5 (II), 6 (III).

I N D E X.

		pag.
I.	Introduction	158
II.	Stratigraphie	159
	A. Trias	159
	Muschelkalk	159
	Keuper	161
	Ophites	163
	B. Jurassique	164
	Carñiolas	164
	Lias	166
	Dogger	168
	Malm	173
	C. Crétacé	176
	D. Tertiaire	176
	Province de Muela	177
	Province de Pañuelo	181
	Province de Sta. Barbara	184
	Province de Valbuena	188
	Province de Carrasquilla	191
	Les matériaux tertiaires dans la région mésozoïque	192
	Résumé	192
	Contenu paléontologique	194
	Mouvements	197
III.	Tectonique	198
	A. La région mesozoïque	198
	Description	198
	Discussion des structures	206
	B. La région tertiaire	207
	Description	207
	Discussion des structures	210
IV.	Géologie historique	211
	L'ère mésozoïque	211
	L'époque du Miocène	212
V.	Minerais	215
VI.	Bibliographie	216

I. INTRODUCTION.

Le terrain étudié dans cette thèse m'a été assigné par le Dr. I. M. VAN DER VLERK qui a guidé ce travail. Le terrain comprend les communes de Cascante del Rio et de Valacloche, ainsi qu'une partie des communes de Cubla et de Camarena de la Sierra. Elles se trouvent en Espagne dans la partie méridionale de la province de Teruel, à l'Est du Rio Guadalaviar. Le travail d'exploration a été fait durant les étés des années 1931 à 1933. Comme base topographique j'ai employé les cartes à l'échelle de 1 : 50.000 de la Puebla de Valverde (no. 590) et de Camarena de la Sierra (no. 613), éditées par l'Instituto Geografico de Madrid. Les cartes ne sont pas tout-à-fait exactes, et je les ai corrigées là où cela répondait aux besoins géologiques. Tant sur le terrain que dans cette publication-ci, je me suis servi d'un réseau de coordonnées pour la détermination des localités. L'avantage de ce système est de pouvoir aisément et exactement situer une localité à l'intérieur des quadrilatères au moyen des coordonnées en mm.

En 1933 mon ami R. MARTIN commença à étudier la géologie d'un terrain situé au Sud-Est du mien. Ses travaux seront publiés sous peu, également sous la forme d'une thèse à soutenir à l'Université de Leyden. Nous avons gardé au cours de nos travaux un contact étroit qui a permis maint échange de vues. Ces discussions, et les entretiens que j'eus avec le Dr. L. U. DE SITTER, Adjoint-chef à l'Institut Géologique de l'Université de Leyden, au sujet de la tectonique, ont éclairci bien des points douteux.

Je voudrais adresser encore un mot de remercîment au Dr. C. L. DE VRIES, qui a eu l'amabilité de bien vouloir déterminer les roches éruptives que j'ai trouvées, à l'Ingénieur H. H. BADINGS, qui a bien voulu examiner pour moi quelques minerais, et à Monsieur I. F. B. v. HUMALDA v. EYSINGA, qui s'est chargé de la traduction française de cette publication.

Je tiens aussi à rappeler ici l'aimable bienveillance que les autorités espagnoles m'ont toujours témoignée, ainsi que l'aide et le secours des habitants, surtout des villages de Cascante del Rio, de Valacloche, et de Camarena de la Sierra. Qu'il me soit permis de nommer ici spécialement la famille ARGUEDAS, ainsi que les topographes Sr. Don EUGENIO GRIGALBO et Sr. Don José MARIA LLUCH.

II. STRATIGRAPHIE.

A. Trias.

En fait de matériaux triasiques, le terrain étudié ne présente que du Muschelkalk et du Keuper. Je n'ai pu obtenir de certitude quant à la présence du Buntsandstein.

Muschelkalk.

C'est à l'Est de Las Salvarizas qu'on trouve la coupe la plus complète à travers le Muschelkalk. Du haut en bas on trouve ce qui suit: (fig. 1).

Cinq (5) mètres d'argile, une couche verte et une rouge (Keuper).

7b. 3 m de calcaire jaune.

7a. 10 m de marne grise feuilletée avec quelques bancs de calcaire jaune intercalés d'environ 50 cms. d'épaisseur.

6c. 1 m de dolomie noire compacte dont une mince couche de fossiles forme le bord supérieur.

6b. 3 m de dolomie noire à „ripple marks'' et à épaississements vermiculaires.

6a. 2 m de dolomie grise compacte avec une mince couche de fossiles au bord inférieur.

5. 12 m de calcaire marneux à „ripple marks'' gris ou jaune.

4b. 4 m de dolomie gris-noir à „ripple marks'' et à épaississements vermiculaires.

4a. 10 m de dolomie gris-foncé en bancs minces.

3. 15 m de dolomie gris-foncé en bancs épais.

2. 16 m de dolomie gris-brun à „ripple marks'' et à épaississements vermiculaires.

1. { 0.15 m de marne feuilletée grise, et
   3.50 m de dolomie rouge-grisâtre.

Dans le quadrilatère (N-XXIV) l'assise 1 a une puissance de 18 m, et contient deux minces intercalations marneuses, une vers le haut et une au milieu. Partout ailleurs le Muschelkalk présente un développement à peu près identique.

Les épaississements vermiculaires des assises 2 et *4b* sont assez larges (0.5 cm en moyenne), ramifiés et contournés; ceux de l'assise *6b* sont minces (0.2 cm en moyenne), droits et sans ramifications. Autrefois on les prenait pour des fucoïdes, mais en 1911 Wurm a soutenu qu'il n'en est rien.

Dans l'assise *6c* j'ai trouvé aux points (R-XVIII-7-17) et (R-XX-7-13) des fossiles déterminables, entr'autres:

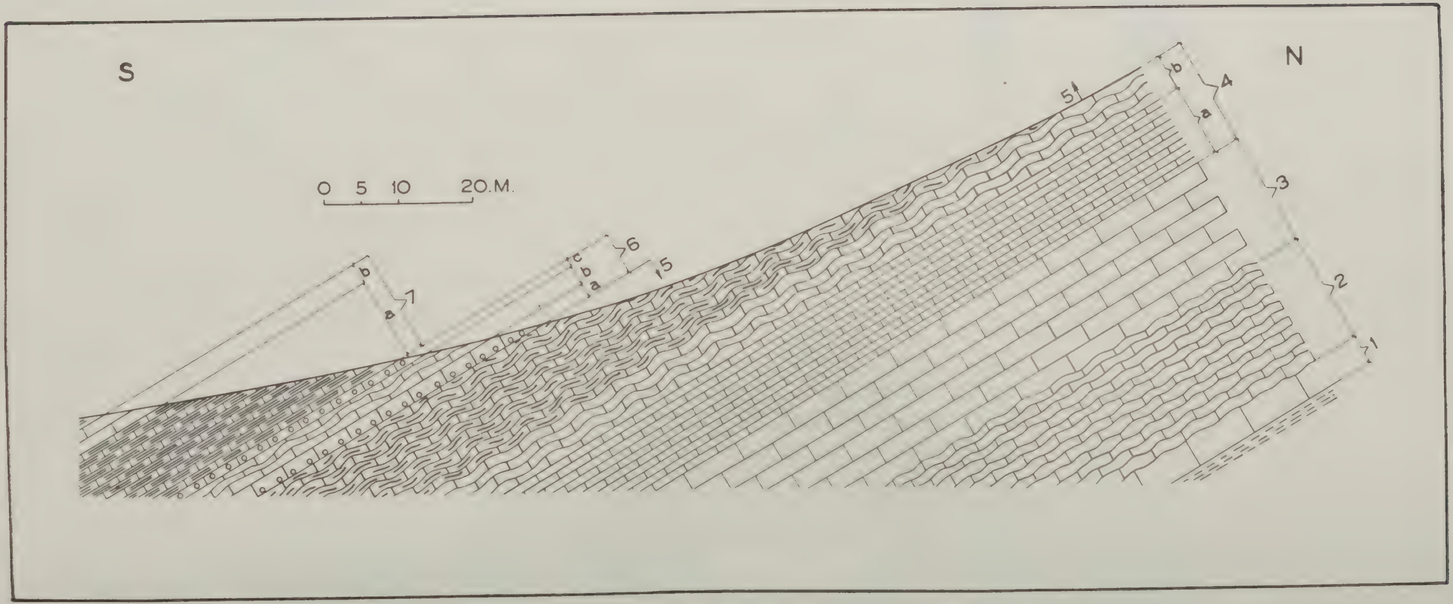


Fig. 1.

Coupe du Muschelkalk dans le Barranco del Contador (O—XXV).

Placunopsis teruelensis Wurm
Terquemia complicata Goldf.
Pecten inaequistriatus Goldf.
Gervillea sp.
Rissoa sp.

Schmidt (voy. bibl. 23) appelle cette faune la „faune de Teruel'' et sa présence indique du Muschelkalk moyen.

Dans l'assise 4*b* j'ai trouve aux points (0-XIV-15-10) et (R-XVI-2-8) des *Daonellae.*

La limite supérieure du Muschelkalk est indiquée plus ou moins arbitrairement à cause de l'absence complète de fossiles dans la partie supérieure. J'ai placé cette limite là où les assises de calcaire disparaissent.

Dans les grandes lignes cette coupe concorde avec la coupe moyenne du Muschelkalk dans l'Aragon méridional. Ici aussi on peut distinguer nettement les calcaires de la base (assises 1—4) surmontés d'une série plus marneuse (assises 5—7) qui contient une faune lamellibranche.

Keuper.

La stratigraphie et l'épaisseur du Keuper sont très difficiles à déterminer vu qu'il a partout été très fortement malaxé. Comme partout ailleurs en Espagne, il est formé par une grosse série d'argiles et de gypses à intercalations rares et minces de dolomie.

Dans le quadrilatère (M-XIV) j'ai relevé la coupe suivante:

4. du gypse et de l'argile gris contenant quelques minces intercalations de dolomie, surtout vers le bas. Les unes en sont compactes, les autres caverneuses.
3. 55 m de gypse rouge.
2. du gypse gris parsemé d'ophites.

Près du point (P-XXI-0-0) se trouve la coupe suivante:

Les Carñiolas.
5. de l'argile rouge.
4. de l'argile grise avec de minces intercalations de dolomie, surtout dans le bas.
2. du gypse et de l'argile gris.

Sous l'Estopar on trouve, dans une coupe renversée, du haut en bas:

Le Muschelkalk.
2. du gypse gris.
3. du gypse rouge.
4. du gypse gris, avec de minces intercalations de dolomie vers le haut.

Dans le quadrilatère (T-XVI) on trouve ce qui suit:

Les Carñiolas.
5. de l'argile rouge.
4. de l'argile grise avec des intercalations de dolomie, dans le bas surtout.

3. de l'argile brune feuilletée.
2. 15 m de gypse gris.
1. 5 m d'argile rouge et verte.

Et dans le quadrilatère (P-XIII) enfin on trouve:
4. de l'argile grise à intercalations de dolomie dans le bas.
2. du gypse gris parsemé d'ophites dans le haut.

Ces diverses coupes m'ont servi à construire la coupe moyenne suivante:

Les Carñiolas.
5. de l'argile rouge.
4. du gypse gris ou de l'argile grise, avec, dans le bas surtout, de minces intercalations de dolomie d'une puissance d'environ 50 cms.
3. du gypse rouge.
2. du gypse gris parsemé d'ophites dans le haut.
1. 5 m environ d'argile feuilletée verte et rouge.

A l'Est de la ligne (N-XIX-0-0) — Cubla, l'assise 4 est argileuse, à l'Ouest de cette ligne elle est gypseuse.

L'assise 3 est absente en plusieurs endroits. Ceci peut avoir deux causes: en premier lieu l'assise 3 peut s'être transformée en gypse gris de façon à ne plus pouvoir être distinguée des assises 2 et 4; en second lieu l'assise 3 peut avoir été étirée jusqu'à suppression complète. La seconde possibilité me semble la plus probable vu qu'il est impossible de nettement séparer les régions sans couche de gypse rouge de celles qui en ont une. En effet, l'assise 3 est absente du quadrilatère (P-XIII), mais on la retrouve dans le quadrilatère (T-XVI). Elle manque encore dans le quadrilatère (0-XX) pour réapparaître dans le (N-XVIII).

En déterminant la puissance orginelle du Keuper et de ses subdivisions, il ne faut pas oublier qu'au Nord de la ligne Estopar—Alto de la Molina le Keuper a été laminé, alors qu'au Sud de cette ligne il a subi un épaississement secondaire. Ceci n'est cependant exact que pour le Keuper inférieur, et non pour le Keuper supérieur. En effet, la puissance des assises 4 et 5 est de 140 m dans le quadrilatère (T-XVII), et de 160 m dans le (P-XXI). On peut donc déterminer la puissance orginelle du Keuper supérieur à 150 m environ. Les assises 2 et 3 par contre ont été très fortement laminées. L'assise 2 a une puissance de ± 250 m dans le quadrilatère (M-XV), près de l'Estopar cette puissance n'est plus que de 50 m environ, et de 10 m seulement dans le quadrilatère (T-XVI). Ce qui fait une moyenne de 100 m approximativement. L'assise 3 a une puissance de 55 m dans le quadrilatère (M-XV), de 50 m près de l'Estopar, et de 5 m dans le quadrilatère (T-XVI), ce qui nous fournit une moyenne approximative de 40 m. L'assise 1 a partout une puissance qui varie autour des 5 m. Ceci nous mène donc à une puissance orginelle de 300 m environ pour le Keuper.

Dans quelques petits bancs de dolomie compacte au bas de l'assise 4 j'ai trouvé aux points (R-XIII-0-8) et (T-XVI-8-7) plusieurs *Lamellibranches* qui ressemblaient à des *Anoplophorae.*

Ophites.

Comme il est dit plus haut, on trouve dans l'assise 2 du Keuper des couches de matériaux éruptifs, appelés „Ophites" par Richter et Teichmüller. On les trouve très bien développés au Nord et au Sud de la vallée de Camarena, entre Valacloche et Mas de Navarete. Les ophites s'y trouvent en concordance complète dans les couches de gypse. Sur le bord S.E. du petit massif près de (L-XIV-16-18), et sur le bord N.W. du massif près de (L-XV-17-3), j'ai relevé un profil au travers d'une de ces couches.

Le premier de ces profils présente l'aspect suivant: (fig. 2)

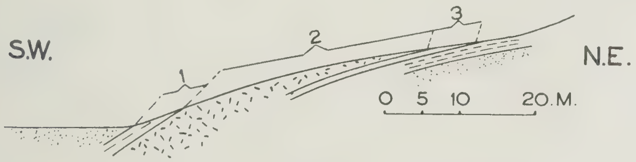


Fig. 2.

Coupe de la nappe d'ophite au pt. (L—XIV, 16—18).

1. Une zone de contact formée de Keuper métamorphique, parcouru de minces veines vertes. En descendant, les veines vont s'épaississant et se transforment en des veines de roche finement cristalline avec des surfaces de lave cordée.
2. Une roche éruptive à cristaux grossiers.
3. Une roche éruptive microcristalline.

Le second profil présente cet aspect: (fig. 3)

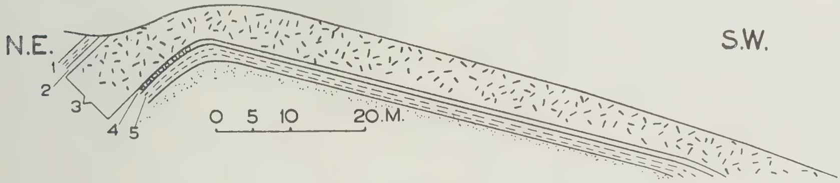


Fig. 3.

Coupe de la nappe d'ophite au pt. (L—XV—17—3).

Le Keuper.

1. Du Keuper métamorphique.
2. Une roche éruptive microcristalline.
3. Une roche éruptive à cristaux grossiers.
4. Une roche éruptive microcristalline, développée par endroits en cheire.
5. Du Keuper métamorphique.

La roche à cristaux grossiers présente une structure tantôt ophitique tantôt granitoïde, et est formée de pyroxène contenant quelquefois beaucoup de Ti, de feldspath acide (de l'andésine), et d'un peu de biotite.

La roche microcristalline a une structure porphyrique et est formée de phénocristaux de pyroxène dans une pâte formée de feldspath, de pyroxène et d'un peu de biotite. Dans les veines à surface de lave cordée on trouve du verre dans la pâte. Les couches de Keuper métamorphique sont formées surtout de schistes tachetés et de „Garbenschiefer''.

Les couches métamorphiques qui surmontent les assises éruptives indiquent une intrusion des nappes d'ophites. Les surfaces de lave cordée et de cheire font supposer par ailleurs que les couches d'ophite sont des roches d'épanchement. Ce sont probablement des nappes d'intrusion qui ont acquis cette curieuse structure superficielle grâce à leur intrusion dans une roche très ductile et incapable de retenir la surface refroidie de cette couche, en suite de quoi cette surface s'est ridée ou s'est brisée. La nappe aura probablement été intrudée pendant le Charmouthien, car dans cet étage on rencontre des tufs. Les plissements très accusés dans le Keuper rendent difficile de déterminer le nombre de ces nappes intrusives. Probablement même qu'il n'y en a eu qu'une. Aucun fait ne va à l'encontre de cette hypothèse.

Les faits relevés dans le terrain examiné paraissent donc ne pas concorder du tout avec les conclusions de Richter et de Teichmüller, qui admettent que toutes les ophites des chaînes Celtibériennes ont à peu près le même âge, et ont été formées pendant l'ère du Keuper. Il faudrait admettre plutôt que les ophites des diverses localités sont d'âges variant entre le Keuper inférieur et le Lias supérieur.

B. Jurassique.

C a r ñ i o l a s.

Quoique la partie inférieure des Cañiolas appartienne probablement encore au Trias supérieur, il m'a paru préférable de traiter cette série en entier dans le chapitre consacré au Jurassique, en considération de sa nature tant au point de vue lithologique qu'au point de vue tectonique.

Sur le Keuper donc repose une puissante série de calcaires et de dolomies, appelée „Carñiolas'' par les géologues espagnols (voy. Bibl. 23 et 33). Ces Carñiolas sont développées de la manière suivante:

5. 15 m de calcaire bleu à „ripple marks''.
4. 150 m de calcaires bleus et bruns en bancs épais.
3. 10 m de dolomie gris-clair, souvent légèrement friable.
2*b*. 10 m d'argile rouge et violacée à bancs calcaires très caverneux de même couleur intercalés.
2*a*. 15 m de calcaire caverneux rouge-grisâtre.
1*b*. 5 m de dolomie à „ripple marks'', gris-clair.
1*a*. 10 m de dolomie gris-clair non-stratifiée souvent légèrement friable.

Sur le versant méridional du sommet 1360 (R-XIX) j'ai pu relever une belle coupe à travers les assises 1 et 2*a* (fig. 4). Ici les couches sont légèrement renversées. Dans la vallée entre les sommets 1521 et la Peña Blanca on trouve une coupe assez bonne à travers les assises 2, 3 et la partie inférieure de l'assise 4. Sa partie supérieure ainsi que

l'assise 5 affleurent très nettement dans le Barranco del Contador. On ne rencontre nulle part dans les Carñiolas de belles coupes continues, car, dans le terrain examiné, les calcaires sont partout très fracturés sur la limite justement qui sépare le Jurassique du Trias. Il m'a donc été impossible de déterminer la puissance de l'assise 4. Mon ami Martin, qui a étudié cette assise dans un terrain touchant au mien au Sud-Est, a eu l'obligeance de m'en communiquer la puissance qu'il avait déterminée dans des coupes non-fracturées des environs de Camarena.

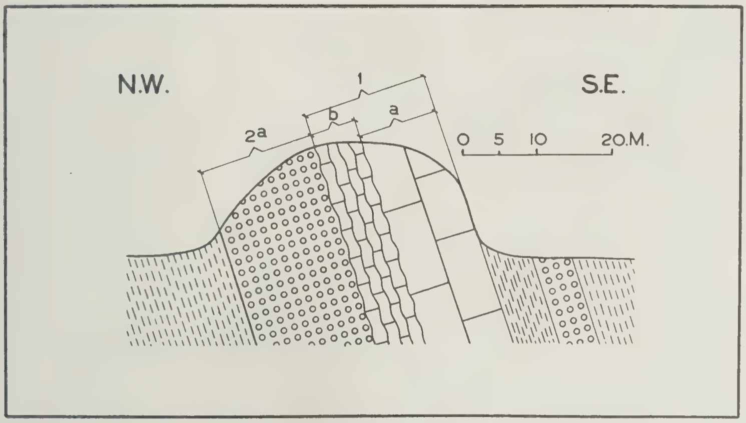


Fig. 4.

Coupe de la partie inférieure des Carñiolas au pt. (R—XIX—0—10).

A première vue l'assise 1 ressemble à s'y méprendre au Muschelkalk, surtout si l'on en trouve des lambeaux étalés sur le Keuper, ou bien qui y sont enserrés. Mais le Muschelkalk est bien plus foncé et moins friable.

Dans les assises 1 et 4 on rencontre çà et là des parties qui se composent de cargneules. Celles-ci cependant se trouvent toujours au milieu de brèches de friction et ne me paraissent donc être que de la brèche de friction lessivée.

Les Carñiolas sont presqu'entièrement dépourvues de fossiles. Près du seul point (T-XVIII-10-10) je découvris dans l'assise 1*b* quelques *Lamellibranches* indéterminables. En remontant on ne trouve plus que des calcaires à „ripple marks'' avec une faune de Lias moyen.

Cette absence de fossiles a rendu relativement arbitraire la délimitation des Carñiolas, tant vers le haut que vers le bas, d'autant plus que des transitions lithologiques se présentent des deux côtés. Il m'a semblé logique de fixer la limite inférieure là où apparaissent les premières dolomies compactes, qui sont caractéristiques des Carñiolas, et de situer la limite supérieure là où les couches gréseuses, typiques du Lias moyen, font leur apparition.

Selon Dereims, Richter, Teichmüller et Wurm (1911), ils représentent le Rhétien et le Lias inférieur. Ceci me parait en effet très probable.

L i a s.

Surmontant les Carñiolas se trouve une série de calcaires microcistallins à „ripple marks'', que j'ai relevés à deux endroits, à savoir: entre (T-XXV-10-0) et (T-XXV-0-7), et entre (H-XVI-10-10) et (H-XVII-10-2).

La première coupe présente ce qui suit: (voy. fig. 5)

Du tuf vert.

8. 5 m de calcaire à „ripple marks'', vert-jaune, sableux et mou, et abondant en *Brachiopodes* et en *Lamellibranches.*
7. 3 m de calcaire gris à „ripple marks'' contenant des concrétions et des fossiles (*Brachiopodes* et *Lamellibranches*).
6. 5 m de calcaire bleu en bancs épais, avec des *Bélemnites,* des *Brachiopodes* et des *Lamellibranches* dans le haut, et des tiges de *Crinoïdes* dans le bas.
5. 5 m de calcaire à „ripple marks'', brun et gréseux, avec quelques rares *Lamellibranches.*
4. 6 m de calcaire à ripple marks, brun, microcristallin, sans fossiles.

3*c*. 4 m de calcaire microcristallin brun, alterné de macrocristallin bleu.

3*b*. 11 m de calcaire bleu en bancs épais, avec quatre couches gréseuses intercalées tirant du jaune au rouge. Celle du dessus a une puissance d'un mètre et est plus exactement composée d'un certain nombre de couches de grès présentant des fissures de contraction, et séparées entr'elles par des filets de calcaire jaune.

La seconde couche gréseuse est à quatre mètres du bord supérieur et a 40 cms. d'épaisseur. Droit au-dessus se trouve

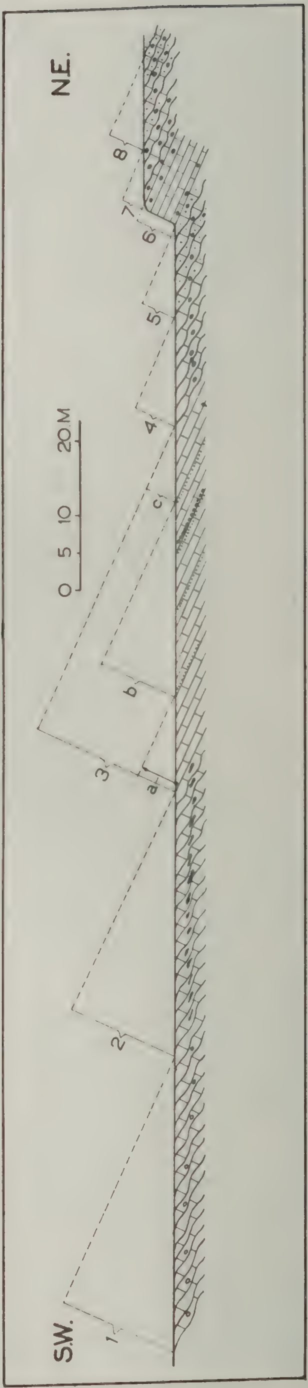


Fig. 5. Coupe du Charmouthien dans le Barranco del Confador (T-XXV).

une couche à fossiles indéterminables. La troisième couche gréseuse est à sept mètres du bord supérieur et est épaisse de 20 cms. La quatrième est tout en bas; elle a une puissance d'1 m et se compose à son tour de deux couches encore plus minces superposées.

3*a*. 5 m de calcaire microcristallin brun, alterné de calcaire macrocristallin bleu, avec „ripple marks'' dans le bas.

2. 15 m de calcaire à „ripple marks'' microcristallin brun, contenant des concrétions, et avec quelques bancs gréseux.

1. 16 m de calcaire à „ripple marks'' brun et gréseux avec quelques bancs de calcaire microcristallin. Les couches gréseuses contiennent par-ci par-là des fossiles, des *Lamellibranches* surtout.

15 m de calcaire à „ripple marks'' bleu. (Carñiolas).

A côté du Barranco Bajonso se trouve le profil suivant:
Du tuf vert.

7. 3 m de calcaire à „ripple marks'' brun avec *Brachiopodes* et *Lamellibranches*.

6. 5 m de calcaire bleu avec fossiles. Des *Bélemnites* dans le haut.

5 et 4. 11 m de calcaire à „ripple marks'' sableux ,très abondant en fossiles, des *Lamellibranches* surtout.

3*c*. 4 m de calcaire brun et bleu alterné.

3*b*. 15 m de calcaire bleu avec cinq couches sableuses rouges intercalées. Les trois couches supérieures correspondent aux couches 1, 2 et 3 de la coupe du Barranco del Contador, et les deux dernières correspondent aux couches 3 et 4 de cette coupe. Il parait donc y avoir une faille.

3*a*. 5 m de calcaire macrocristallin bleu alterné de calcaire microcristallin brun.

2 et 1. du calcaire à „ripple marks'', gréseux dans le haut, microcristallin dans le bas. Il n'est pas possible d'en déterminer la puissance, en raison d'un certain nombre de failles qui s'y trouve.

Les Carñiolas.

Il faut remarquer qu'ici on ne retrouve pas l'assise 8 de la coupe du Barranco del Contador. Néanmoins, la partie inférieure de la couche de tuf est sensiblement plus riche en calcaire que le reste. Ici l'assise 8 est donc probablement encore plus molle et plus riche en matériaux éruptifs que dans le Barranco del Contador, ce qui la rend très difficile à distinguer de la couche de tuf.

Au point (S-XXI-17-18) j'ai trouvé dans les assises 7 et 8 les fossiles suivants:

Rhynchonella dumbletonensis Roll.
Rhynchonella meridionalis.
Terebratula punctata Sow.
Zeilleria Jauberti Desl.
Zeilleria Darwini Desl.
Pholadomya ambigua Sow.

Dans l'assise 7 de la coupe du B. Bajonso on trouve:

Terebratula punctata Sow.
Zeilleria Jauberti Desl.

L'assise 5 de la même coupe contient:

Pholadomya ambigua Sow. (en grande quantité).
Terebratula punctata Sow.
Rhynchonella fodinalis Tate.

Les *Brachiopodes* présentent tous des formes propres au Charmouthien. *Pholadomya ambigua* se rencontre dans tout le Lias moyen (Haug).

Dans l'assise 1 je trouvai au point (S-XXI-15-18)

Chlamys philenor d'Orb.

qu'on trouve en Allemagne dans le Lias δ.

Au point (K-XV-9-3) la même assise m'a donné

Pholadomya decorata Hartm.

que l'on trouve dans tout le Lias moyen (Haug).

C'est donc toute cette série de calcaires à „ripple marks'' qui représente le Charmouthien.

Reposant sur le Charmouthien on trouve une assise verte et gréseuse d'une puissance d'environ 40 m. Elle se compose de calcite de saussurite et de fragments anguleux de verre, dans lesquelles on trouve des cavités arrondies bourrées de calcite ou de chlorite. Tout en haut du Barranco de Piqueras, le long de la route de Cascante à Camarena, j'y ai même trouvé des morceaux relativement arrondis de calcaire dolomitique d'un diamètre d'environ 6 cm, qui sont probablement des morceaux de Muschelkalk. Nous avons donc affaire ici à des tufs. Sur place cette assise est facilement reconnaissable à sa couleur, et peut commodément servir de couche de repère pour la figuration.

Je n'y ai point trouvé de fossiles. Comme nous l'avons vu, les assises sous-jacentes sont du Charmouthien, celles d'au-dessus paraissent être de l'Aalénien (zone à *Ludwigia murchisonae),* ce qui m'a amené à conclure que cette assise de tuf représente probablement le Toarcien (Haug).

Ces coupes correspondent à peu près à ceux que Dereims décrit aux environs d'Albarracin et au travers du Sierra Palomera. Les assises 4—7 peuvent être comparées à ce qu'il nomme le Charmouthien, et, en ce cas, la couche de tuf correspondrait à son Toarcien. Il est curieux, qu'ici comme là, la couche à *Ludwigia murchisonae* s'est constituée en calcaires durs.

Dogger.

J'en relevai la partie inférieure au point (H-XVI-10-4) et la partie supérieure entre les points (F-XVII-18-0) et (G-XVII-0-4).

Les coupes se présentent comme suit:

La partie supérieure (fig. 6):

9. 0.50 m de calcaire oolithique ferrugineux bourré de fossiles.
8*d*. 3.50 m de calcaire jaune-brun avec quelques fossiles.
8*c*. 4.50 m de calcaire gris sans fossiles.
8*b*. 2.50 m de calcaire gris plein de *Brachiopodes*.
8*a*. 19 m de calcaire gris avec quelques fossiles indéterminables dans le bas.

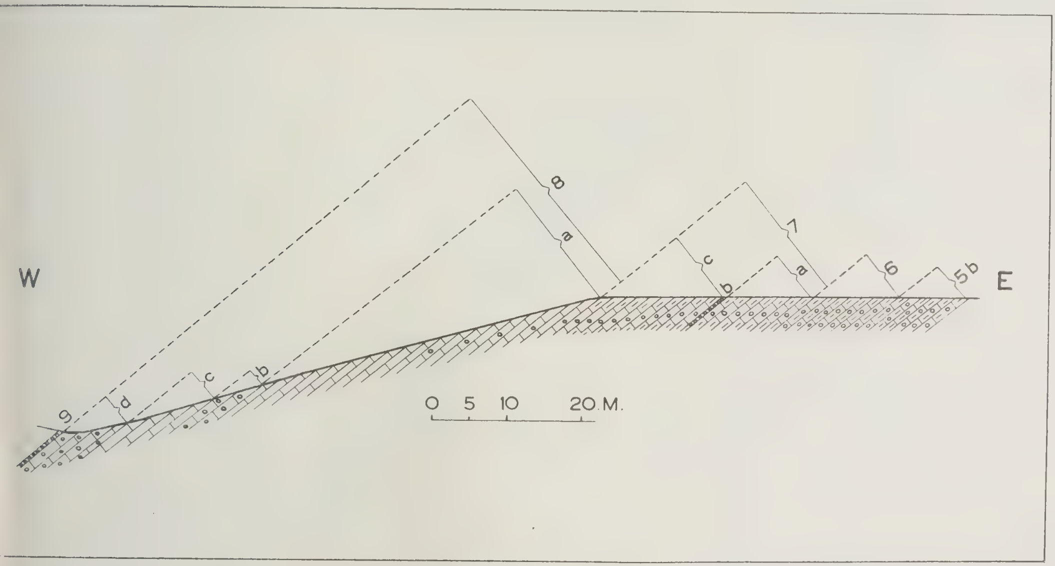


Fig. 6.

Coupe du Dogger supérieur entre les pts. (F-XVII-12-8) et (F-XVII 14-10).

7*c*. 10 m de calcaire jaune-brun avec quelques minces intercalations marneuses fossilifères.
7*b*. 0.50 m de marne sableuse abondant en fossiles.
7*a*. 7.50 m de calcaire jaune-brun avec quelques minces intercalations fossilifères.
6. 7 m de calcaire gris avec de minces intercalations marneuses très abondantes en fossiles.
5*c*. 6 m de calcaire gris tirant parfois sur le jaune, avec des intercalations marneuses fossilifères.

La partie inférieure (fig. 7) :

7*a*. 6 m de calcaire jaune-brun, avec quelques minces intercalations marneuses fossilifères.
6. 7 m de calcaire gris avec de minces intercalations de marnes riches en fossiles.
5*c*. 6 m de calcaire allant du jaune au gris, avec de minces intercalations marneuses assez riches en fossiles.
5*b*. 2.50 m de calcaire gris pauvre en fossiles.

5*a*. 0.50 m de calcaire gris très riche en fossiles.
4*f*. 3 m de calcaire gris sans fossiles.
4*e*. 0.25 m d'une couche sableuse riche en fossiles.
4*d*. 8 m de calcaire gris macrocristallin sans fossiles.
4*c*. 7 m de calcaire brun microcristallin à „ripple marks'' et à concrétions, sans fossiles.

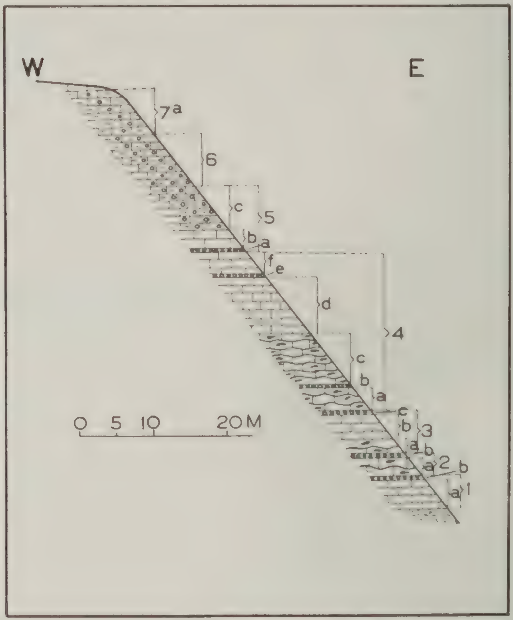


Fig. 7.

Coupe du Dogger inférieur au pt. (H-XVI-10-4).

4*b*. 0.25 m de calcaire microcristallin brun avec *Bélemnites* et *Brachiopodes*.
4*a*. 3 m de calcaire microcristallin brun à „ripple marks'' et à concrétions, sans fossiles.
3*c*. 0.10 m de matière marneuse abondante en fossiles.
3*b*. 3.90 m de calcaire macrocristallin gris sans fossiles. A 1 m du bord supérieur on trouve un mince banc de *Bélemnites*.
3*a*. 2 m de calcaire microcristallin brun à „ripple marks'' et à concrétions, sans fossiles.
2*b*. 0.10 m de matière marneuse abondante en fossiles.
2*a*. 2.90 m de calcaire microcristallin brun à „ripple marks'' et à concrétions, sans fossiles.
1*b*. 0.25 m de matière marneuse abondante en fossiles.
1*a*. 4.25 m de calcaire jaune, gréseux, sans fossiles.

Assise de tuf.

Dans l'assise 1*b* je trouvai les fossiles suivants:

Ludwigia umbilicata BUCKM.
Ludwigia subcostosa BUCKM.
Lioceras gracile BUCKM.
Lioceras costosum BUCKM.
Menselia subfalcata BUCKM.

tous de la *murchisonae*-„hemera'' et *scissum*-„hemera'' de BUCKMAN, ou bien de la zône à *Ludwigia murchisonae* de HAUG.

Dans l'assise 2*b* on trouve:

Pseudographoceras congressum BUCKM.
Haplopleuroceras cf. *subspinatum* BUCKM.
Kleistoxyites protrusus BUCKM.

qu'on trouve dans la *concava*-„hemera'' et *discites*-„hemera'' de BUCKMAN, ou la zone à *Lioceras concavum* de HAUG.

L'assise 3*c* nous fournit les fossiles suivants:

Lissoceras cf. *semicostulatum* BUCKM.
Pelecodites pelekus BUCKM.
Sonninia sp.

de la *mollis*-„hemera'' et *shirbuirnia*-„hemera'' de BUCKMAN (zône à *Witchellia laeviuscula* ou *Sonninia Sowerbyi*).

Dans l'assise 4*e* se trouvent:

Teloceras sp.
Stegoxyites parcicarinatus BUCKM.

de la zône à *Teloceras Blagdeni* des géologues anglais et allemands.

Les assises 5*a* et 5*c* contiennent:

Strenoceras cf. *niortense*
Pseudobigotella otiophora BUCKM.

et un fossile qui ressemble beaucoup à l'*Ammonites garantianus densicostatus* de QUENSTEDT.

La couche 5 représente apparemment la zône à Strenoceras niortense des géologues anglais (Bibl. 1), qui correspond aux „Subfurcatenschichten'' des allemands (Bibl. 32).

L'assise 6 comprend:

Garantiana garanti D'ORB.
Spiroceras cf. *Waltoni* BUCKM.
Bigotites sp.

qui sont caractéristiques de la zône à *Garantiana garanti* des anglais (Bibl. 1), zône correspondant aux „Untere Parkinsonienschichten'' des allemands (Bibl. 32), et à la partie inférieure de la zône à *Garantiana garanti* de HAUG.

L'assise 7*b* ne contient que:

Oppelia subradiata.

Au point (F-XIX-14-5) cependant, je rencontrai une faune plus variée, contenant entre autres:

Parkinsonia subarietis Wetz.
Dimorphinites Defrancei Buckm.
Perisphinctes Martiusi Siemr.
et un fossile qui ressemblait au *Polystephanus Daubenii* Buckm.

On rencontre *Parkinsonia subarietis* dans les „obere Parkinsonienschichten" des allemands (Bibl. 32). Le deuxième et le quatrième se rencontrent dans la *truelli*-„hemera" de Buckman. *Oppelia subradiata* et *Perisphinctes Martiusi* se rencontrent dans tout le Bajocien supérieur. La faune indique par conséquent les „obere Parkinsonienschichten" des allemands (Bibl. 32), qui correspondent aux zônes à *Strigoceras truelli* et à *Parkinsonia wuertenbergica* des anglais (Bibl. 1), et à la partie supérieure de la zône à *Garantiana garanti* de Haug.

L'assise 8*b* a donné:

Rhynchonella cf. *decorata*
Rhynchonella planata Roll.
Terebratula röttingensis Roll.
ce qui indiquerait du Bathonien.

L'assise 8*d* contient:

Clydoniceras sp.
ce qui pourrait indiquer la zône à *Clydoniceras discus* des anglais (Bibl. 1).

L'assise 9 contient:

Macrocephalites s.s. sp. (d'après Buckman)
Tmetokephalites sp.
Hecticoceras metomphalum Bon.
Hecticoceras cf. *Rossiense* Theiss.
Reineckia lifolensis Steinm.
Reineckia Douvillei Steinm.

Les *Macrocephalites* caractérisent la zône à *Macrocephalites macrocephalum* de Haug, les *Reineckiae* sont propres à la zône à *Reineckia anceps* de Haug.

Nous voyons ici par conséquent une épaisseur de 50 cms englober tout le Callovien moyen et inférieur, alors que la lenteur de la sédimentation a fait se mêler les fossiles des deux zônes. L'assise se reconnait aisément dans le terrain et peut très bien servir de couche de repère.

Pour finir, la coupe relevée nous fournit le groupement qui suit:

9.	zône à *Reineckia anceps* zône à *Macrocephalites macrocephalum*	Callovien.
8*d*.	zône à *Clydroniceras discus*	Bathonien.
8*c*. 8*b*. 8*a*.		

7c. 7b. 7a.	zône à *Parkinsonia wuertembergica* et à *Strigoceras truelli*	Bajocien.
6.	zône à *Garantiana garanti* (anglais)	
5c. 5b. 5a.	zône à *Strenoceras niortense*	
4f. 4e. 4d.	zône à *Teloceras Blagdeni*	
4c. 4b. 4a.	zône à *Stephanoceras Humphrisianum*	
3c. 3b. 3a.	zône à *Sonninia Sowerbyi*	
2b. 2a.	zône à *Lioceras concava*	Aalénien.
1b. 1a.	zône à *Ludwigia murchisonae*	

M a l m.

J'en relevai la partie inférieure au point (G-XVI-0-17). Elle est développée comme suit (fig. 8) :

2. du calcaire marneux feuilleté
1*b*. 9 m de calcaire gris avec quelques grands oolithes remplis de *Spongiaires* et d'autres fossiles.
1*a*. 8 m de calcaire gris avec quelques grands oolithes, passablement de fossiles, mais sans *Spongiaires*.
0.50 m de calcaire jaunâtre à oolithes ferrugineux (Callovien).

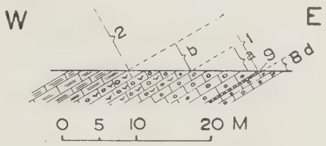


Fig. 8.

Coupe du Malm inférieur au pt. (G-XVII-0-0).

Dans l'assise 1*a* je trouvai les fossiles suivants:

Perisphinctes bifurcatus Quen.
Perisphinctes birmensdorfensis Moesch.
Perisphinctes mogosensis Choff.
Perisphinctes aff. *wartae* Buckm.
qui sont tous de la zône à *Peltoceras Uhligi* de Dorn, équivalente de la zône à *Perisphinctes wartae* et à *Cardioceras alternans* de Salfeld.

La couche 1*b* contient:

Ochetoceras hispidum
Ochetoceras marantianum
Peltoceras bimamatum.

Ces fossiles sont propres à la zône à *Peltoceras bimamatum* de Wegele, ou zône à *Perisphinctes Achilles* de Safeld.

Vient ensuite une série puissante de calcaires marneux et feuilletés au travers desquels je n'ai pu réussir à relever des coupes nettes. Ils constituent l'assise 2 dont la puissance est de 250 m environ.

La partie supérieure du Malm (Jurassique supérieur) a été relevé entre les points (D-XIX-10-10) et (D-XX-0-5), où se trouve la coupe suivante (fig. 9) :

- *5d.* 0.25 m de calcaire brun dur, très riche en *Gastéropodes.*
- *5c.* 5 m de calcaire brun marneux, sans fossiles.
- *5b.* 0.25 m de calcaire brun avec des fossiles indéterminables.
- *5a.* 9.50 m de calcaire brun marneux, sans fossiles.

Puis une épaisseur de 5 m de couches plus molles, impossibles à déterminer.

- *4d.* 11 m de calcaire corallien brun avec des restes *d'Echinides* et d'*Ostracées.*
- *4c.* 17 m de calcaire brun avec quelques *Lamellibranches.*
- *4b.* 5.50 m de lumachelle brune.
- *4a.* 1.50 m d'un banc de calcaire spécial, composé de concrétions complètement soudées.
- *3k.* 14 m de calcaire microcristallin brun fossilifère.
- *3i.* 1 m de calcaire brun bourré de gros oolithes contenant quelques fossiles.
- *3h.* 6 m de calcaire microcristallin brun fossilifère.
- *3g.* 7 m de calcaire brun bourré de gros oolithes contenant quelques fossiles.
- *3f.* 15 m de calcaire microcristallin brun contenant quelques fossiles.

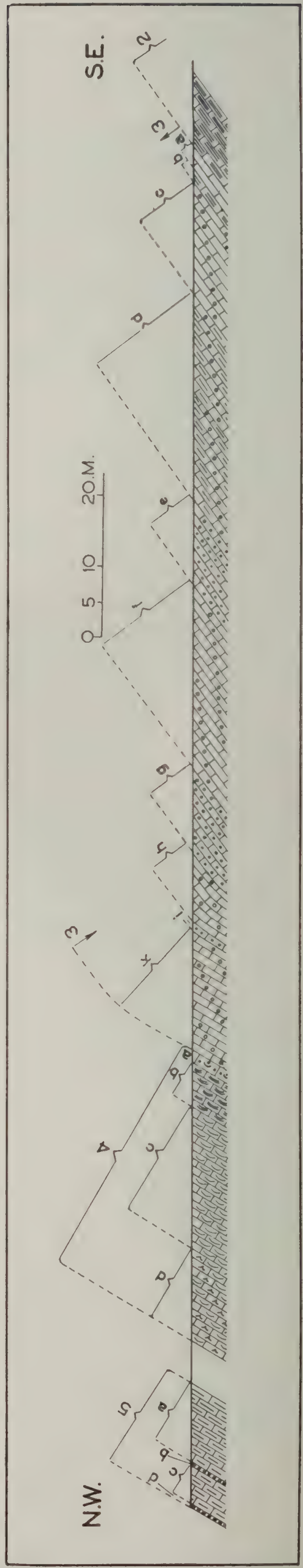


Fig. 9.
Coupe du Malm supérieur entre les pts. (D-XIX 8-11) et (D-XX-0-5).

3*e*. 7 m de calcaire brun à gros oolithes contenant quelques fossiles.
3*d*. 17 m de calcaire microcristallin brun, avec de minces intercalations marneuses à fossiles peu nombreux.
3*c*. 9 m de calcaire brun avec quelques fossiles.
3*b*. 1 m d'une couche marneuse.
3*a*. 2 m de calcaire brun.

Encore mieux que dans cette coupe-ci, l'assise 3 se trouve affleurer au point (F-XIX-12-2).

Dans l'assise 3*d* je trouvai:

Mytilus perplicata
Ceromya plicata Ag. var. *amburnensis* Gerb.
Zeilleria lampadiformis Roll.

et dans l'assise 3*k*:

Mytilus perplicata
Ceromya plicata Ag. var. *amburnensis* Gerb.

On les trouve dans le Boulonnais depuis la zône à *Perisphinctes wartae* mut. *antecedens* jusqu'à celle à *Rasenia cymodoce* (voy. Salfeld). Les assises ne peuvent donc pas être plus récentes que cette dernière zône.

L'assise 1 représente la zône à *Perisphinctes Achilles*, ce qui nous permet de conclure que la puissance de 250 m de l'assise 2 ne représente qu'une période relativement très courte, à savoir une ou deux zônes tout au plus: celle à *Ringsteadia anglica* Salf., et celle à *Pictonia Baylei* Salf. (voy. Salfeld).

Dans l'assise 5*d* je suis parvenu à identifier
Nerinea Pasinii Gemm.
qu'on trouve dans les calcaires à *Terebratula janitor* de la Sicile.

Nous pouvons donc grouper le Malm (Jurassique supérieur de la manière suivante (voy. Salfeld):

5*d*.	
5*c*.	Portlandien. (Salfeld)
5*b*.	
5*a*.	
4*d*.	
4*c*.	
4*b*.	Kimeridgien. (Salfeld)
4*a*.	
3*k*.	
3*i*.	
3*h*.	
3*g*.	
3*f*.	
3*e*.	
3*d*.	
3*c*.	

3*b*.	
3*a*.	
2.	zône à *Ringstaedia anglica*?
1*b*.	zône à *Perisph. Achilles* et à *Perisph. decipiens.*
1*a*.	zône à *Cardioc. alternans* et à *Perisph. wartae.*

Les couches 2, 1*b* et 1*a* constituent l'Oxfordien supérieur de Salfeld.

Entre l'assise 9 du Dogger (Jurassique moyen) et l'assise 1 du Malm (Jurassique supérieur) nous voyons donc une grosse lacune stratigraphique qui embrasse le Callovien Supérieur, l'Oxfordien et le Lusitanien inférieur de Haug, ou le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur de Kaiser.

L'absence de fossiles a rendu arbitraire la limite séparant le Kimeridgien du Portlandien. Je la plaçai là où apparaissait le faciès du banc à *Nérinées.*

Si nous comparons maintenant cette coupe avec celle que Dereims décrit du Barranco Canaleja, nous remarquons ce qui suit:

Dans notre terrain le banc de *Spongiaires* est plus récent que près de Jabaloyas.

Toutes les couches inférieures au niveau des *Ochetoceras marantianum* (les assises 4, 5, et 6 de Dereims) sont absentes ici.

L'assise 8 de Dereims correspond probablement aux assises 3 et 4 de la coupe décrite ci-dessus. En effet, dans notre assise 4 on trouve aussi des radioles de *Cidaris.*

L'assise 9 de Dereims correspondrait alors à notre assise 5, toutes deux présentant des *Nérinées.*

L'assise marneuse 2, épaisse de 250 m, manque au Barranco Canaleja.

Nous constatons en outre une forte ressemblance entre le Jurassique supérieur du terrain que nous étudions et celui de Valencia, où les zônes à *Peltoceras transversarium,* à *Peltoceras bimmamatum* et à *Aspidoceras acanticum* atteignent une puissance de 300 m (voy. Brinkmann).

C. Cretacé.

Aux points (G-XVIII) et (F-XVIII), surmontant le banc de *Nérinées* du Malm (Jurassique supérieur), je trouvai des grès rouges que, à l'instar de Dereims, je range dans le Crétacé.

D. Tertiaire.

Le Tertiaire repose sur les assises mésozoïques en forte discordance angulaire qu'on peut distinguer très nettement au point (D-XVIII-2-0). Le Tertiaire est déposé dans une cuvette dont le bord Est constitue la séparation entre les deux formations, et dont le bord Ouest se trouve près de Villel, à 2kms. environ au N.W. de la limite N.W. du terrain étudié.

Dans cette formation je distinguai 8 assises présentant à peu près la succession suivante:

8. des couches alternées d'argile et de poudingue
7. des calcaires ou des marnes gypseuses développés par endroits
6. du calcaire
5. de l'argile
4. des marnes gypseuses
3. de l'argile
2. du calcaire
1. des couches alternées d'argile et de poudingue.

Ces assises ne présentent pas de limites accusées, vu que les assises calcaires vont s'éteignant vers les bords de la cuvette et le assises argileuses vers le milieu.

En confrontant les coupes, je me suis orienté pour les paralléliser sur deux couches de repère qui sont présentées dans tout le terrain étudié. La couche inférieure se trouve au bas de l'assise 4 et a une épaisseur constante d'un mètre environ. C'est une couche dite „bitumineuse'', partout très fossilifère, composée de tuf calcaire bitumineux.

La couche supérieure qui se trouve dans l'assise 6 est formée par une série de calcaires durs allant du brun au gris dans lesquels on peut distinguer 2 ou 3 bancs, et dont l'épaisseur varie entre 2 et 6 mètres (banc dit „triparti'').

Par ailleurs nous trouvons dans tout le Tertiaire une stratification périodique qui est d'un grand secours pour la comparaison des coupes.

En étudiant le Tertiaire je voudrais diviser mon terrain en cinq parties:

1. Le district de Muela, au Nord de la vallée du Camarena, et à l'Ouest de la ligne (L-VIII-0-0)—(O-VIII-0-0)—(S-VI-0-0).
2. Le district de Pañuelo, à l'Est de cette ligne et au Nord de la vallée du Camarena.
3. Le district de Valbuena, au Sud de la vallée du Camarena et à l'Ouest de la ligne (A-VIII-0-0)—(F-V-0-10).
4. Le district de Sta. Barbara, à l'Est de la ligne (A-VIII-0-0)—(F-V-0-10), au Sud de la vallée du Camarena, et à l'Ouest de la ligne (D-XVI-0-0)—(K-X-0-0).
5. Le district de Carrasquilla, à l'Est de la ligne (D-XVI-0-0)—(K-X-0-0), et au Sud de la vallée du Camarena.

1. Le district de Muela.

J'y ai pris les coupes suivantes:

La coupe 1 au point (H-II-10-10), la 2 au point (G-III-10-0), la 3 du point (L-III-0-10) au point (K-III-0-10), la 4 au point (H-IV-12-12), la 5 du point (M-V-15-0) au point (L-IV-10-10), la 6 en dessous du point (K-VI-5-7), la 7 en dessous du point (K-VII-15-3), la 8 au point (L-VII-7-13), la 9 du point (N-VII-10-10) au point (M-VIII-10-10), et la 10 en dessous du point (P-VI-18-10).

L'assise 1 n'y affleure pas. Dans l'assise 2 on peut voir 4 grands cycles, qui commencent par de l'argile verte et se terminent par du calcaire. Chacun de ces cycles est composé de plusieurs cycles plus

COUPE 1	COUPE 2	COUPE 3	COUPE 4		COUPE 5	COUPE 6	COUPE 7	COUPE 8	COUPE 9	COUPE 10
				CYCLE d					0,60 m DE CALCAIRE BRUN DUR. 1,70 m DE CALCAIRE EFFRITÉ	0,80 m DE CALCAIRE BRUN DUR 1,50 m DE CALCAIRE PLUS MOU
				ASSISE 6C CYCLE c					0,60 m DE CALCAIRE GRIS DUR 0,50 m DE CALCAIRE BLANC EFFRITÉ	0,40 m DE CALCAIRE BRUN DUR 0,60 m DE CALCAIRE PLUS MOU
				CYCLE b	0,80 m DE CALC NOIR DUR				0,40 m DE CALCAIRE GRIS DUR	0,50 m DE CALCAIRE BRUN DUR
				CYCLE a	0,75 m DE MARNES				1,50 m DE CALCAIRE GRIS EFFRITÉ, AVEC DES BANCS DURS	0,50 m DE CALCAIRE MARNEUX 1,00 m
2,70 m DE CALCAIRE DUR NOIR			2,70 m DE CALCAIRE DUR NOIR.	CYCLE [illegible] BANC TRIPARTI	1,?0 m DE CALC DUR NOIR				2,70 m DE CALCAIRE GRIS DUR FORMANT 3 BANCS.	1,00 m 2,00 m DE CALC EFFRITÉ
				CYCLE h	0,50 m DE MARNES					1,60 m D'UN DOUBLE BANC DE CALCAIRE BRUN DUR.
10 m			10 m	CYCLE g	0,50 m DE CALC DUR NOIR				0,50 m DE MARNES.	0,60 m DE MARNES.
				ASSISE 6B CYCLE f	3,60 m DE MARNES				0,50 m DE CALCAIRE GRIS DUR.	0,80 m DE CALCAIRE BRUN DUR
				CYCLE e					2,50 m DE CALC EFFRITÉ	1,70 m DE MARNES.
13 m DE CALC CRAYEUX CONTENANT DES COUCHES MARNEUSES			13 m DE CALCAIRE CRAYEUX AVEC DES COUCHES MARNEUSES	CYCLE d	0,30 m DE CALC. CRAYEUX 1,40 m DE MARNES				1,50 m D'UN DOUBLE BANC DE CALC BRUN DUR	0,40 m DE CALC. CRAYEUX 1,50 m DE MARNES
				CYCLE c	1,00 m DE CALC DUR BRUN				2,00 m DE MARNES BLANCHES À BANCS DE CALC. IRRÉGULIERS.	0,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX
				CYCLE b	2,50 m DE MARNES À BANCS DE CALC IRRÉGULIERS					1,50 m DE MARNES.
				CYCLE a	1,?? m D'ARGILE ROUGE AVEC, DANS LE HAUT, DES CONCRÉTIONS DE CALC. GYPSEUX				1,70 m D'ARGILE GRISE ,70 m D'ARGILE ROUGE.	1,70 m D'ARGILE VERTE 1,50 m D'ARGILE ROUGE.
3 m			3 m		2,00 m D'ARGILE GRISE CONTENANT DU GYPSE.				5 m	DE L'ARGILE ROUGE ET GRISE
2,00 m DE CALCAIRE CRAYEUX DUR			2,00 m DE CALCAIRE CRAYEUX DUR.	BANC p	7,50 m DE MARNES GYPSEUSES					
10 m DE CALC CRAYEUX CONTENANT DES COUCHES MARNEUSES			10 m DE CALC CRAYEUX, CONTENANT DES COUCHES MARNEUSES	ASSISE 6A	4,50 m DE COUCHES ALTERNATIVES DE CALC CRAYEUX ET DE MARNE FOSSILIFÈRE					
51 m			25 m DE CALCAIRE TUFFEUX CONTENANT DES COUCHES ARGILEUSES	ASSISE 5B	1,50 m D'ARGILE, GRISE DESSUS, ROUGE DESSOUS, CONTENANT DU GYPSE 0,30 m DE MARNES FOSSILIFÈRES					
64 m DE BANCS D'ARGILE, BLEU DESSUS ROUGE DESSOUS, ET DONT LES PARTIES BLEUES CONTIENNENT DAVANTAGE DE GYPSE QUE LES ROUSES			12,50 m D'ARGILE EN BANCS, BLEU DESSUS, ROUGE DESSOUS. 0,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX BLANC. 13 m 15,50 m D'ARGILE ALTERNATIVEMENT ROUGE ET BLEU CONTENANT DU GYPSE.	ASSISE 5A	2,40 m D'ARGILE, GRISE DESSUS, ROUGE DESSOUS, CONTENANT DU GYPSE. 0,30 m DE MARNES FOSSILIFÈRES. 2,00 m D'ARGILE, GRISE DES SUS, ROUGE DESSOUS, CONTENANT DU GYPSE. 1,50 m DE CALCAIRE GYPSEUX, FONCÉ. 44 m D'ARGILE EN BANCS DE 1½ à 2 m, BLEU DESSUS, ROUGE DESSOUS, CONTENANT DU GYPSE. ENTRE LES BANCS SONT INTERCALÉS 5 MINCES BANCS MARNEUX FOSSILIFÈRES				51 m 79 m D'ARGILE EN BANCS, BLEU DESSUS, ROUGE DESSOUS, LES PARTIES BLEUES CONTIENNENT DAVANTAGE DE GYPSE QUE LES ROUGES	
13 m			2,50 m 2,50 m DE MARNES GYPSEUSES	CYCLE g	2,50 m DE MARNES 3,50 m DE CALCAIRE TUFFEUX, TRAVERSÉ DE QUELQUES BANCS MARNEUX [illegible]	14 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN BANCS ÉPAIS DANS LE HAUT ET [illegible]	13 m DE MARNES GYPSEUSES	13 m DE MARNES GYPSEUSES	13 m	

			2,50 m D'ARGILE ROUGE ET GRISE CONTENANT DU GYPSE.	ASSISE 4B	CYCLE d	2,00 m DE MARNES FOSSILIFÈRES					
12,50 m D'ARGILE ROUGE ET BLEUE CONTENANT PLUSIEURS BANCS DE MARNES GYPSEUSES			2,50 m DE MARNES GYPSEUSES CONTENANT DANS LE HAUT UNE COUCHE DE CALC. TUFFEUX. 1,70 m D'ARGILE ROUGE ET BLEUE.	ASSISE 4B	CYCLE c	1,00 m DE CALC. TUFFEUX. 3,50 m D'ARGILE, OU DE MARNES GYPSEUSES	5,00 m DE MARNES GYPSEUSES	2,00 m D'ARGILE ROUGE ET GRISE.	2,00 m D'ARGILE ROUGE ET GRISE.	2,50 m DE MARNES GYPSEUSES. 2,00 m D'ARGILE ROUGE ET GRISE.	
3,00 m D'ARGILE ROUGE ET GRISE CONTENANT DU GYPSE.			2,00 m DE MARNES GYPSEUSES 4,00 m D'ARGILE ?	ASSISE 4B	CYCLE b	1,50 m DE MARNES GYPSEUSES EN COUCHES MINCES 0,50 m DE CALC TUFFEUX. 28 m DE MARNES GYPSEUSES ET DE GYPSE EN BANCS DE 20 cm	0,50 m DE CALCAIRE TUFFEUX 44 m DE MARNES GYPSEUSES ET DE GYPSE	46 m DE MARNES GYPSEUSES ET DE GYPSE.	2,00 m DE MARNES GYPSEUSES 4,00 m DE COUCHES ARGILEUSES	2,00 m DE MARNES GYPSEUSES 4,00 m DE COUCHES ARGILEUSES	
35 m DE MARNES GYPSEUSES ET DE GYPSE.			40 m DE MARNES GYPSEUSES ET DE GYPSE.	ASSISE 4B	CYCLE a	16 m DE MARNES GYPSEUSES ET DE GYPSE EN BANCS MINCES, ALTERNANT DE 2 EN 2 m.			40 m DE MARNES GYPSEUSES ET DE GYPSE.	40 m DE MARNES GYPSEUSES ET DE GYPSE.	
1,00 m DE CALC TUFFEUX, BITUMINEUX ET FOSSILIFÈRE.			1,00 m DE CALC TUFFEUX, BITUMINEUX ET FOSSILIFÈRE	ASSISE 4A	COUCHE BITUMINEUSE	1,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX BITUMINEUX ET FOSSILIFÈRE.	1,00 m DE CALC. TUFFEUX, BITUMINEUX ET FOSSILIFÈRE.	1,00 m DE CALC. TUFFEUX, BITUMINEUX ET FOSSILIFÈRE	1,00 m DE CALC. TUFFEUX, BITUMINEUX ET FOSSILIFÈRE.	1,00 m DE CALC. TUFFEUX, BITUMINEUX ET FOSSILIFÈRE	
	30 m D'ARGILES BLEUES ET ROUGES CONTENANT QUELQUES BANCS DE CONGLOMÉRAT.			ASSISE 3		1,50 m DE MARNES GYPSEUSES EN COUCHES MINCES. 11,50 m D'ARGILE GRISE CONTENANT DES BANCS DE MARNES GYPSEUSES. 17 m D'ARGILE EN BANCS DE 2 à 3 m, BLEU DESSUS, ROUGE DESSOUS ET DONT LES PARTIES BLEUES CONTIENNENT SOUVENT BEAUCOUP DE GYPSE.				20 m D'ARGILE GRISE CONTENANT DU GYPSE. 1,00 m DE CONGLOMÉRAT GRIS.	
	0,90 m DE CALCAIRE. 4,00 m D'ARGILE.	0,80 m DE CALCAIRE CAVERNEUX JAUNE 4,00 m D'ARGILE ?		ASSISE 2	CYCLE d	0,80 m DE CALCAIRE CAVERNEUX DUR ET JAUNE.					
	2,00 m DE CALCAIRE CRAYEUX FOSSILIFÈRE ET BLANC. 1,70 m D'ARGILE BLEUE 0,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX BLANC FOSSILIFÈRE. 2,50 m D'ARGILE BLEUE AVEC DES BANCS DE CALC. MOU. 2,00 m D'ARGILE BLEUE.	8,50 m D'ARGILE CONTENANT DES BANCS DE CALC. CRAYEUX.		ASSISE 2	CYCLE c						
		2,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN COUCHES MINCES. 4,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX ET D'ARGILE VERTE, ALTERNANT DE 50 EN 50 cm. 3,00 m D'ARGILE VERTE 1,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX 1,20 m D'ARGILE VERTE		ASSISE 2	CYCLE b						
		1,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX		ASSISE 2	CYCLE a						
		3,75 m D'ARGILE, BLEUE DESSUS ROUGE DESSOUS.		ASSISE 1							

minces présentant le même modèle. Le cycle *a* constitue pour ainsi dire la démarcation de l'assise 1. Au haut du cycle *b* on remarque des calcaires développés en couches très minces, qui constituent une sorte de transition entre les cycles *b* et *c*.

Dans l'assise 3, l'on distingue un certain nombre de cycles plus petits, de composition différente. Dans le bas on trouve un cycle qui commence par de l'argile rouge très pauvre en gypse et qui finit par de l'argile bleue, souvent si gypsifère qu'on peut presque parler de bancs de gypse. Dans la partie supérieure on trouve un cycle qui commence par de l'argile grise, surmontée d'un petit lit bitumineux de quelques cms d'épaisseur, et qui finit par du gypse marneux. Les bancs de marnes gypseuses du bord supérieur ne se montrent que dans les quadrilatères (L-IV), (O-IV) et (P-III). Il faut remarquer aussi les conglomérats dans les quadrilatères (G-II) et (L-VIII) qui révèlent la proximité de la limite de la cuvette de sédimentation.

L'assise 4 A commence par la couche bitumineuse décrite ci-dessus surmontée de marnes gypseuses épaises de 16 m, et stratifiées en couches alternatives très régulières. Ces couches se groupent deux par deux de 4 m en 4 m; les 2 m du bas sont formés de marnes gypseuses, légèrement bitumineuses et non-stratifiées, les 2 m du haut sont de gypse finement stratifié. Au-dessus on ne trouve plus guère de stratification périodique, mais, aussi, ces assises affleurent-elles très mal.

Dans l'assise 4 B (voy. table) on voit apparaître de considérables changements de faciès. Au centre les marnes gypseuses se trouvent remplacées par du calcaire, et sur les bords par de l'argile. Dans cette assise j'ai déterminé 7 cycles, formés, sur les bords, d'argile rouge ou grise recouverte de marnes gypseuses, et, au centre, de marnes fossilifères recouvertes de tuf calcaire. Les limites du faciès de tuf calcaire ont pu être déterminées assez exactement. La limite Est va à peu près du pt. (P-V-0-0) au pt. (K-VI-10-10), la limite Ouest va du pt. (K-IV-10-10) au pt. (H-V-10-10). Il est curieux de constater qu'en se rapprochant des bords, ces bancs de calcaire se changent en des marnes gypseuses avant de disparaître complètement (voyez les coupes 4 à 8).

L'assise 5 est de nouveau argileuse, et présente des cycles analogues à ceux de l'assise 3, à savoir de l'argile rouge ou bleue, recouverte parfois de minces couches de marnes ou de marnes gypseuses. Dans le haut de l'assise on voit au centre dans les quadrilatères (H-IV) et (K-IV) apparaître du calcaire montrant par endroits une alternance régulière peu nette d'argile grise et de tuf calcaire.

L'assise 6 A nous montre tout d'abord une forte expansion du faciès calcaire, mais au bord Est du district elle reste argileuse. La limite Est du faciès calcaire va du pt. (M-V-5-5) au pt. (K-VI-18-10). Il faut remarquer encore que dans la coupe 5, prise assez près de cette limite, la partie supérieure de l'assise 6 A s'est développée en marnes gypseuses. Dans le faciès argileux on retrouve la même alternance régulière que dans les assises précédentes. Dans le faciès calcaire on remarque de petits cycles du modèle suivant: marnes surmontées de calcaire. A 5 m au dessous du bord supérieure de l'assise il y a un banc particulièrement bien continu (banc *p*).

La limite entre les assises 6 A et 6 B se reconnait à une forte expansion du faciès argileux, après laquelle, dès le commencement de l'assise 6 B, le faciès calcaire s'étend sur tout le district. Ce faciès nous montre des petits cycles des modèles suivants: marnes surmontées de calcaire ou calcaire mou surmonté de calcaire dur. Le durcissement va du haut en bas, de manière que les bords supérieurs de ces bancs de calcaire constituent d'excellents plans de repère. Dans l'assise 6 B j'ai différencié 9 cycles, dont les trois plus récents sont presque complètement changés en calcaire noir dur, et constituent le banc dit „triparti''. Dans l'assise 6 C je distinguai 4 cycles, dont les plus anciens sont souvent aussi complètement durcis et forment un tout avec le banc triparti.

2. Le district de Pañuelo.

J'y relevai les coupes suivantes:

La coupe 1 au pt. (L-VIII-0-15), la 2 au pt. (L-IX-0-10), la 3 au pt. (R-VII-0-10), la 4 au pt. (M-XI-10-2), la partie inférieure de la coupe 5 au pt. (M-XIII-10-0), la partie supérieure au pt. (N-XII-15-5), la 6 au pt. (P-XI-7-15).

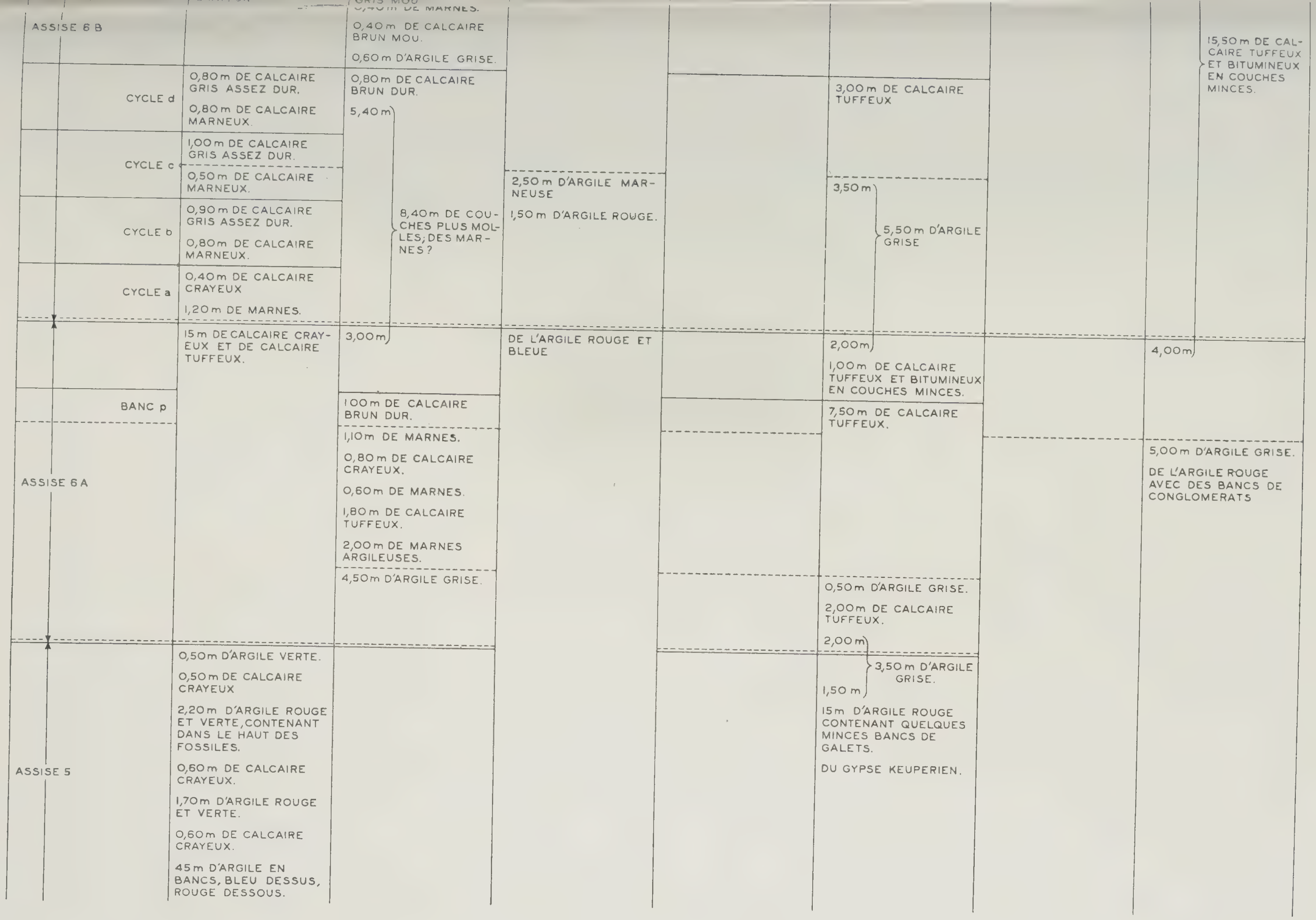
Les assises 1, 2, 3 et 4 n'affleurent pas dans ce district, l'assise 5 en de rares endroits seulement. Vers la limite Ouest elle est tout-à-fait argileuse, et présente les cycles argileux typiques; tout en haut on trouve quelques couches de calcaire (voy. coupe 1). Vers la limite Est il en est de même, sauf que les couches d'argile bleue manquent ,et que l'assise contient quelques minces couches de conglomérats. Il est à remarquer combien le Tertiaire limitrophe des assises mésozoïques est pauvre en conglomérats dans ce district. A part les couches déjà nommées dans la coupe 5, je ne trouvai entre Cubla et Valacloche que quelques petits lits sans importance au pt. (P-XIII-5-0) appartenant à l'assise 7 probablement. Vers le bord Sud du district on voit brusquement les conglomérats apparaître en grandes quantités dans l'assise 5 (cf. coupe 2 du district de Carrasquilla).

L'assise 6 présente de multiples variations de faciès. On commence de nouveau par voir une extension du faciès calcaire, suivie d'une extension du faciès argileux à la limite séparant les assises 6 A et 6 B, puis d'une nouvelle extension du faciès calcaire dans l'assise 6 B. L'assise 6 C est presque partout calcareuse, sauf peut-être aux environs de Cubla, mais l'affleurement n'y est pas très net. Le faciès argileux montre les cycles connus d'argile bleue reposant sur de l'argile rouge avec, par endroits, un mince banc de calcaire tout en haut. Les couches rouges sont absentes de la coupe 5. Dans le faciès calcaire on trouve vers l'Ouest des petits cycles de marnes surmontées de calcaire. A l'Est je n'ai pu diviser le faciès calcaire de l'assise 6 que grosso modo en trois cycles du type suivant:

- tuf calcaire en bancs épais.
- tuf calcaire en couches minces.
- argile grise.

Dans les assises 6 A et 6 B on peut voir deux secteurs complètement séparés à faciès calcaire, l'un vers le bord Ouest, et l'autre dans les

		COUPE 1	COUPE 2	COUPE 3	COUPE 4	COUPE 5	COUPE 6	COUPE 2 DU DISTRICT DE CARRASQUILLA
ASSISE 8							60 m D'ARGILE ROUGE CONTENANT DES COUCHES DE CONGLOMÉRAT.	
ASSISE 7	CYCLE f					13 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN COUCHES MINCES. 5,00 m DARGILE, GRISE DESSUS, ROUGE DESSOUS	3,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN COUCHES MINCES 5,00 m DE MARNES GYPSEUSES	
	CYCLE e					5,00 m DE MARNES GYPSEUSES. 15 m D'ARGILE ROUGE ET GRISE	30 m D'ARGILE ROUGE ET GRISE.	
	CYCLE d					10 m DE MARNES GYPSEUSES.	35 m DE MARNES GYPSEUSES.	
	CYCLE c					10 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN COUCHES MINCES. 5,00 m DE MARNES GYPSEUSES.		
	CYCLE b					0,50 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN COUCHES MINCES 4,50 m DE MARNES GYPSEUSES		
	CYCLE a				4,00 m DE CALCAIRE CRAYEUX CONTENANT DES COUCHES MARNEUSES 1,50 m DE MARNES.	5,50 m		5,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX, INTERCALÉ DE COUCHES ARGILEUSES
ASSISE 6C	CYCLE d	0,35 m DE CALCAIRE BRUN DUR. 2,00 m DE CALCAIRE CRAYEUX 0,20 m DE MARNES	1,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX	7,50 m DE CALCAIRE ALTERNATIVEMENT PLUS DUR ET PLUS MOU.	7,50 m 9,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX	7,50 m 14,50 m DE CALCAIRE TUFFEUX.	7,50 m 9,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX.	7,50 m 9,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX.
	CYCLE c	1,80 m DE CALCAIRE CRAYEUX. 0,20 m DE MARNES.	0,30 m DE CALCAIRE ASSEZ DUR ET GRIS. 1,70 m DE COUCHES PLUS MOLLES; DES MARNES ?					
	CYCLE b	0,60 m DE CALCAIRE CRAYEUX. 0,20 m DE MARNES.	0,30 m DE CALCAIRE EFFRITÉ 1,70 m DES COUCHES PLUS MOLLES, DES MARNES ?					
	CYCLE a	1,00 m DE CALCAIRE CRAYEUX. 0,20 m DE MARNES.						
BANC TRIPARTI	CYCLE i	0,30 m DE CALCAIRE GRIS ASSEZ DUR.	1,50 m DE CALCAIRE GRIS DUR	1,30 m DE CALCAIRE BRUN DUR	1,50 m	1,50 m	1,50 m	1,50 m
		0,80 m DE CALCAIRE MOU.	0,70 m DE MARNES	1,50 m DE MARNES AVEC DES BANCS RÉGULIERS DE CALCAIRE	DE L'ARGILE GRISE (PLUS DE 10 m).	5,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN COUCHES MINCES.		11,50 m
	CYCLE h	1,90 m DE CALCAIRE GRIS, ASSEZ DUR, EN 2 BANCS	0,50 m DE CALCAIRE ASSEZ DUR					
	CYCLE g	2,00 m DE MARNES	0,70 m DE MARNES 0,80 m DE CALCAIRE	6,00 m DE MARNES AVEC DES BANCS IRRÉGULIERS DE CALCAIRE				


ASSISE 6 B
CYCLE d
CYCLE c
CYCLE b
CYCLE a
BANC p
ASSISE 6 A
ASSISE 5
0,80 m DE CALCAIRE GRIS ASSEZ DUR.
0,80 m DE CALCAIRE MARNEUX.
1,00 m DE CALCAIRE GRIS ASSEZ DUR.
0,50 m DE CALCAIRE MARNEUX.
0,90 m DE CALCAIRE GRIS ASSEZ DUR.
0,80 m DE CALCAIRE MARNEUX.
0,40 m DE CALCAIRE CRAYEUX
1,20 m DE MARNES.
15 m DE CALCAIRE CRAYEUX ET DE CALCAIRE TUFFEUX.
0,50 m D'ARGILE VERTE.
0,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX
2,20 m D'ARGILE ROUGE ET VERTE, CONTENANT DANS LE HAUT DES FOSSILES.
0,60 m DE CALCAIRE CRAYEUX.
1,70 m D'ARGILE ROUGE ET VERTE.
0,60 m DE CALCAIRE CRAYEUX.
45 m D'ARGILE EN BANCS, BLEU DESSUS, ROUGE DESSOUS.
0,40 m DE CALCAIRE BRUN MOU.
0,60 m D'ARGILE GRISE.
0,80 m DE CALCAIRE BRUN DUR.
5,40 m
8,40 m DE COUCHES PLUS MOLLES; DES MARNES ?
3,00 m
100 m DE CALCAIRE BRUN DUR.
1,10 m DE MARNES.
0,80 m DE CALCAIRE CRAYEUX.
0,60 m DE MARNES.
1,80 m DE CALCAIRE TUFFEUX.
2,00 m DE MARNES ARGILEUSES.
4,50 m D'ARGILE GRISE.
2,50 m D'ARGILE MARNEUSE
1,50 m D'ARGILE ROUGE.
DE L'ARGILE ROUGE ET BLEUE
3,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX
3,50 m
5,50 m D'ARGILE GRISE
2,00 m
1,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX ET BITUMINEUX EN COUCHES MINCES.
7,50 m DE CALCAIRE TUFFEUX.
0,50 m D'ARGILE GRISE.
2,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX.
2,00 m
3,50 m D'ARGILE GRISE.
1,50 m
15 m D'ARGILE ROUGE CONTENANT QUELQUES MINCES BANCS DE GALETS.
DU GYPSE KEUPERIEN.
15,50 m DE CALCAIRE TUFFEUX ET BITUMINEUX EN COUCHES MINCES.
4,00 m
5,00 m D'ARGILE GRISE.
DE L'ARGILE ROUGE AVEC DES BANCS DE CONGLOMERATS

environs de Valacloche. En effet, le long de la ligne (N-X-0-5)—(M-X-0-5) les assises 6 A et 6 B sont argileuses. En se dirigeant vers l'Ouest on voit apparaître d'abord le banc *p*, puis, sous ce banc et sous le banc triparti, apparaissent graduellement davantage de bancs de calcaire, jusqu'à ce que finalement les assises 6 A et 6 B soient devenues complètement calcareuses. Dans le sens Est la transition ne se laisse pas observer aussi nettement dans le détail, mais elle est probablement analogue. La limite du faciès calcaire Ouest dans l'assise 6 A passe par les pts. (L-IX-0-10)—(L-IX-17-10)—(L-IX-15-0) ; dans l'assise 6 B elle va du pt. (L-IX-0-15) au pt. (S-IX-0-5). La limite du faciès Est dans l'assise 6 A va comme suit : (M-XII-5-15)—(M-XI-5-17)—(N-XI-7-17)—(N-XII-10-10) ; et dans l'assise 6 B : (K-XI-15-5)—(M-XI-10-10)—(O-XI-0-10)—(O-XII-10-10).

Il faut remarquer en outre que dans tout le district, sauf sur le bord Ouest, les assises 6 B et 6 C ne présentent plus de calcaire dur, même le banc triparti est composé de calcaire crayeux.

L'assise 7 montre une stratification périodique assez rudimentaire. Je parvins à y distinguer 6 cycles, dont ceux du haut présentent une succession régulière d'argile rouge—argile grise—marnes gypseuses. Les cycles inférieurs sont d'un type différent, ils commencent par des marnes gypseuses et finissent par du tuf calcaire. Dans les cycles *a* et *f* on retrouve très claire la transition de tuf calcaire au centre à marne gypseuse sur le bord. Aux environs de Cubla, l'assise 7 est entièrement argileuse. En allant vers l'Ouest l'assise 7 s'éteint progressivement, comme on peut le voir très distinctement dans le quadrilatère (O-VII). Le banc de tuf calcaire tout en haut se transforme vers l'Ouest en un banc calcaire composé de concrétions, épais de 3 m. Au pt. (P-VII-10-10) ce banc ne se trouve qu'à 20 m au-dessus du cycle *f* de l'assise 6 C.

L'assise 8 se compose entièrement d'argiles rouges dans lesquels s'intercalent des couches de conglomérat. Au pt. (P-XI-15-10) elle atteint une puissance de 60 m.

3. Le district de Sta. Barbara.

Dans ce district je pris les coupes suivantes : La 1 au pt. (E-VI-10-10), la 2 au pt. (A-X-15-10) pour la partie supérieure, et pour le bas au pt. (A-XI-0-0), la 3 au pt. (F-IX-8-0) la 4 au pt. (F-X-10-8), la 5 au pt. (A-XIII-15-18), la 6 au pt. (D-XIV-10-0).

L'assise 2 se trouve développée ici comme dans le district de Muela, et montre les mêmes cycles.

Il en est de même dans les grandes lignes pour l'assise 3, mais la coupe 5 est bien plus riche ici en marnes gypseuses que la coupe 4 dans le district de Muela et la coupe 4 contient davantage de couches de conglomérat que les coupes 2 et 10 du district de Muela. La limite du faciès de conglomérat va approximativement du pt. (B-XV-10-10) au pt. (F-X-10-10).

La même observation s'applique encore à l'assise 4 A. Ici encore les 16 m du bas sont formées de couches alternées de marnes gypseuses et de gypse stratifié, et ici aussi ce développement régulier disparait en remontant. La coupe 4 nous apprend que cette partie sans développe-

ment régulier s'est bâtie en principe de la même manière que la partie du bas, mais que les couches de gypse y sont plus minces.

Les assises 4 B et 5, sont fortement réduites en comparaison de celles du district de Muela. Dans ce district les assises 4 B et 5 ont une puissance de 106.50 m, ici elles ont dans la coupe 1 66.50 m, et dans la coupe 2 56.50 m d'épaisseur. La parallélisation est en conséquence difficile. Je l'ai faite de la manière suivante:

Dans la coupe 4 on trouve au-dessus des marnes gypseuses deux couches d'argile rouge, l'une à 35 m au-dessus de la couche bitumineuse (couche z), l'autre à 46 m au-dessus de cette couche (couche y). Dans la coupe 1 nous en voyons une à 46 m au-dessus de la couche bitumineuse (couche x). Il parait naturel de considérer les couches x et y comme étant la même. Dans le district de Muela la couche rouge du cycle a, qu'on ne retrouve que tout près du bord, se trouve à 35 m au-dessus de la couche bitumineuse. La couche rouge du cycle b est à 46 m audessus de la couche bitumineuse. En conséquence j'ai considéré la couche rouge du cycle b identique à la couche x, et la couche rouge du cycle a identique à la couche z. S'il fallait identifier la couche z à une couche rouge plus élevée, il y aurait lieu d'être surpris par l'absence de toute couche rouge au-dessous de la couche z de la coupe 4, surtout si l'on constate qu'ici on est tout aussi rapproché du bord de la cuvette que dans la coupe 1 du district de Muela. On peut argumenter d'une manière analogue l'identification de la couche x à la couche rouge du cycle b. Il en résulte que dans le district de Sta. Barbara les cycles a et b ne sont apparemment pas encore réduits.

Dans la coupe 1 nous trouvons sous-jacents au banc triparti 25 m de craie et de tuf calcaire, exactement comme dans les coupes 1, 4 et 5 du district de Muela (assise 6). La coupe 1 nous montre donc une assise 6 de nouveau complètement développée. Il en est fort probablement de même dans tout le district, de sorte que les 25 m d'argiles rouges et grises au-dessous du banc triparti, rencontrées dans la coupe 4, doivent y représenter l'assise 6.

L'assise 5 et, dans l'assise 4 les cycles c à g y compris, se trouvent par conséquent représentés dans les coupes 1 et 4 par les séries de couches suivantes:

Coupe 1.

14 m de marnes gypseuses

15 m d'argile où s'intercalent quelques bancs de marnes gypseuses peu affleurants.

Coupe 4.

9. 0.50 m de marne gypseuse
8. 2.50 m d'argile bleue mêlée de cristaux gypseux
7. 0.20 m de marne
6. 5 m d'argile verte mêlée de cristaux gypseux
5. 0.50 m de marne gypseuse
4. 5 m d'argile verte
3. 0.40 m de calcaire gris
2. 1.40 m de calcaire marneux
1. 3.50 m d'argile mêlée de cristaux gypseux, bleue dans le haut et rouge dans le bas.

COUPE 1	COUPE 2			COUPE 3	COUPE 4	COUPE 5	COUPE 6
			CYCLE d CYCLE c		4,00 m } 6,50 m DE CALCAIRE NOIR DUR.		
2,00 m	2,00 m DE CALCAIRE NOIR DUR CONTENANT DES COUCHES PLUS MOLLES.	ASSISE 6C	CYCLE b CYCLE a				1,00 m } 3,50 m DE CALCAIRE DUR NOIR
14,70 m DE CALCAIRE CRAYEUX À BANCS MARNEUX.	2,70 m DE CALCAIRE NOIR DUR.	BANC TR. PART.			2,50 m		2,50 m
12,70 m	5,00 m DE MARNES. 5,00 m DE MARNES À BANCS DE CALCAIRE CRAYEUX D'UNE ÉPAISSEUR DE 50 cm	ASSISE 6B			25 m D'ARGILE ALTERNATIVEMENT BRUNE ET GRISE.		25 m
15 m DE CALCAIRE TUFFEUX.	5,00 m DE MARNES À BANCS DE CALCAIRE CRAYEUX D'UNE ÉPAISSEUR DE 1,00 m 10 m DE CALCAIRE TUFFEUX.	ASSISE 6A					
14 m DE MARNES GYPSEUSES.	14 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN COUCHES MINCES.	ASSISE 5B			0,50 m DE MARNES GYPSEUSES 2,50 m D'ARGILE VERTE CONTENANT DU GYPSE 0,20 m DE MARNES. 5,00 m D'ARGILE VERTE CONTENANT DU GYPSE. 0,50 m DE MARNES GYPSEUSES.		13,50 m } 55 m D'ARGILE ALTERNATIVEMENT BLEUE ET ROUGE, INTERCALÉE DE QUELQUES MINCES COUCHES MARNEUSES.
9,50 m	DE L'ARGILE GRISE	ASSISE 5A			5,00 m D'ARGILE VERTE.		
15 m PROBABLEMENT D'ARGILE CONTENANT QUELQUES BANCS DE MARNE; DE L'ARGILE ROUGE DANS LE BAS (COUCHE x) 6,50 m			CYCLES c-g		0,40 m DE CALCAIRE GRIS DUR 1,40 m DE CALCAIRE MARNEUX 3,50 m D'ARGILE CONTENANT DU GYPSE, GRISE DESSUS, ROUGE DESSOUS (COUCHE y)		16,50 m
46 m DE GYPSE ET DE MARNES GYPSEUSES		ASSISE 4B	CYCLE b		0,50 m DE CALCAIRE. 1,00 m D'ARGILE VERTE. 0,50 m DE MARNES GYPSEUSES. 2,50 m D'ARGILE VERTE CONTENANT DU GYPSE.		
			CYCLE a		3,50 m DE MARNES GYPSIFÈRES ALTERNANT AVEC DU CALCAIRE 3,00 m D'ARGILE ROUGE-BRUNE RICHE EN GYPSE (COUCHE z)		
		ASSISE 4A			19 m DE GYPSE ALTERNANT PAR 50 cm AVEC 1,50 m DE MARNES 16 m DE GYPSE EN COUCHES MINCES ET DE MARNES GYPSEUSES ALTERNANT DE 2 EN 2 m		35 m DE GYPSE ET DE MARNES GYPSEUSES.
1,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX			COUCHE		1,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX		1,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX

ASSISE 3			BLEU DESSUS, ROUGE DESSOUS 1,50 m D'UN BANC DE CONGLOMÉRAT CONTENANT DU GYPSE 4,50 m D'ARGILE ROUGE IRRÉGULIÈREMENT INTERCALÉE DE BANCS DE SABLE ET DE CONGLOMÉRAT	
			1,50 m D'ARGILE BLEUE GYPSIFÈRE 1,50 m D'ARGILE ROUGE. 1,50 m D'ARGILE BLEUE GYPSIFÈRE. 8,00 m D'ARGILE ROUGE IRRÉGULIÈREMENT INTERCALÉE DE BANCS DE SABLE ET DE CONGLOMÉRAT	1,70 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN COUCHES MINCES. 12 m ALTERNATIVEMENT D'ARGILE ROUGE ET GRISE, INTERCALÉES DE QUELQUES BANCS DE MARNES GYPSEUSES.
	CYCLE d		0,90 m D'UN BANC CALCAIRE FORMÉ DE CONCRÉTIONS AGGLOMÉRÉS 4,00 m D'ARGILE BIGARRÉE	1,70 m DE CALCAIRE CRAYEUX 3,40 m D'ARGILE
ASSISE 2	CYCLE c		1,70 m DE CALCAIRE CRAYEUX. 0,50 m D'ARGILE VERTE. 0,90 m DE CALCAIRE CRAYEUX EN COUCHES MINCES. 0,80 m D'ARGILE VERTE. 0,35 m DE CALCAIRE CRAYEUX. 3,00 m D'ARGILE VERTE À CONCRÉTIONS CALCAIRES. 0,35 m DE CALCAIRE CRAYEUX. 1,10 m D'ARGILE VERTE À CONCRÉTIONS CALCAIRES.	
	CYCLE b		2,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN COUCHES MINCES.	
		3,00 m DE CALCAIRE CRAYEUX. 0,90 m D'ARGILE VERTE. 0,60 m DE CALCAIRE MARNEUX 6,00 m D'ARGILE VERTE	4,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX, MARNEUX DANS LE BAS. 6,00 m D'ARGILE VERTE INTERCALÉE DE QUELQUES BANCS CALCAIRES.	
	CYCLE a	2,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX.	1,50 m DE MARNES, BLANCHES DESSUS, JAUNES DESSOUS. 1,00 m D'ARGILE ROUGE SABLEUSE.	
ASSISE 1		60 m D'ARGILE ROUGE CONTENANT DES BANCS DE CONGLOMÉRAT.	25 m D'ARGILE ROUGE À BANCS DE SABLE ET DE CONGLOMÉRAT.	

Il est naturel de placer la limite entre les assises 5 A et 5 B tout au bas des 14 m de marnes gypseuses trouvées dans la coupe 1. De même, la séparation entre les assises 4 et 5 se placera au-dessus de la couche 3 de la coupe 4. Une construction toute simple nous permettra maintenant de déterminer la limite supérieure de l'assise 4 dans la coupe 1, et celle de l'assise 5 A dans la coupe 4. L'assise 5 A parait donc être la plus réduite. Ensuite viennent les cycles *c* à *g* inclus de l'assise 4 B, alors que l'assise 5 B se trouve être la moins réduite. La coupe 6 est conforme à la coupe 4, et la coupe 2 l'est probablement à la coupe 1. En d'autres termes: tout le district de Santa Barbara est conforme, quant à l'épaisseur des assises, à la coupe 4, seul le rebord Ouest montre le léger écart d'une plus grande épaisseur. On ne peut rien dire de la contrée du fossé d'effondrement central; dans le seul quadrilatère (H-XI) les épaisseurs correspondent à celles du Sta. Barbara.

On remarque encore les couches calcaires tout au haut de l'assise 4 dans la coupe 4. Il se pourrait bien qu'elles fussent la continuation de la bande calcaire du district de Muela.

L'assise 5 est développée de la même manière que dans le district de Muela. L'assise 5 A est argileuse partout; l'assise 5 B est calcareuse au bord Ouest (voy. coupe 2), et est argileuse partout ailleurs dans le district. Ici encore il fait beau voir la transition graduelle du faciès calcaire (coupe 2) en faciès gypseux d'abord (voy. la coupe 1 et le pt. (B-XI-5-5)), et enfin en faciès argileux. La limite entre les faciès gypseux et calcaire va à peu près du pt. (F-VI-0-10) au pt. (B-XI-0-7).

A l'Ouest l'assise 6 s'est entièrement développée en calcaire, à l'Est les assises 6 A et 6 B sont toutes deux argileuses. Dans le faciès argileux on discerne de nouveau les cycles normaux d'argile rouge surmontée d'argile bleue. Le faciès calcaire de l'assise 6 A est développé en tuf calcaire sans stratification périodique. Dans le faciès calcaire de l'assise 6B on trouve quelques cycles assez vagues de marne surmontée de calcaire. La couche d'argile entre les deux subdivisions est absente. La limite entre le faciès calcaire et faciès argileux va du pt. (B-XII-0-15) au pt. (E-IX-0-7) presque sans écarts. Le banc triparti, développé en forme de calcaire noir dur, nous montre une extension brusque du faciès calcaire sur tout le district. L'assise 6 C ne s'est développée que fragmentairement; seuls les cycles inférieurs sont là, et se sont transformés presque complètement en calcaire noir et dur, jusqu'à se confondre avec le banc triparti. On peut suivre une diminution graduelle des cycles développés dans le sens Est—Ouest et Nord—Sud. Sur le versant méridional de la vallée du Camarena, dans le fossé d'effondrement central par conséquent, le banc triparti ne s'est pas durci.

L'assise 8 repose sur les cycles inférieurs de l'assise 6 C, et présente le développement en argile rouge contenant des bancs de conglomérat. Vers l'Ouest cependant ces bancs disparaissent. Ce phénomène se manifeste très nettement dans les quadrilatères (D-X) et (D-IX). L'assise 8 y a pour le moins un puissance de 30 m.

4. L e   d i s t r i c t   d e   V a l b u e n a.

Les coupes qui y furent relevées sont les suivantes: La coupe 1

COUPE 1	COUPE 2		COUPE 3
3,50 m DE CALCAIRE NOIR DUR EN BANCS DE 40 cm. 2,00 m DE CALCAIRE NOIR DUR, FORMANT UN BANC. 10 m DE CALCAIRE EFFRITÉ.		CYCLE d	8,75 m DE CALCAIRE NOIR DUR EN BANCS DE 50 cm.
5,00 m DE CALCAIRE NOIR DUR EN BANCS DE 1,50 m. 15 m DE MARNES.	5,00 m DE CALCAIRE NOIR DUR. 6,50 m DE MARNES. 1,50 m DE CALCAIRE DUR CAVERNEUX. 6,50 m DE MARNES.	CYCLE c	4,00 m DE CALCAIRE NOIR DUR 4,50 m DE CALCAIRE BRUN DUR ET CAVERNEUX.
5,00 m DE CALCAIRE NOIR DUR.	1,50 m DE CALCAIRE DUR CAVERNEUX.	ASSISE 7	
10 m DE CALCAIRE CRAYEUX, MARNEUX DANS LE BAS. 10 m D'ARGILE, ALTERNATIVEMENT BRUNE ET GRISE.	17,50 m DE MARNES. 0,50 m DE CALCAIRE GRIS, ASSEZ DUR. 3,50 m DE CALCAIRE EFFRITÉ. 0,50 m DE CALCAIRE NOIR DUR 1,50 m DE MARNES.	CYCLE b	34 m DE MARNES INTERCALÉES DE BANCS DE CALCAIRE DUR.
3,00 m DE CALCAIRE MARNEUX ET BRECCIEUX. 7,00 m D'ARGILE, GRISE DESSUS, ROUGE DESSOUS. 5,00 m DE CALCAIRE EFFRITÉ.	1,00 m DE CALCAIRE BRUN DUR. 14 m DE MARNES INTERCALÉES DE BANCS DE CALCAIRE DUR.	CYCLE a	
0,50 m DE CALCAIRE DUR CAVERNEUX. 3,00 m DE CALCAIRE EFFRITÉ. 5,50 m	2,00 m DE CALCAIRE BRUN DUR EN 2 BANCS. 3,00 m DE MARNES. 1,00 m DE CALCAIRE BRUN DUR. 3,00 m DE MARNES.	ASSISE 6 C	1,50 m DE CALCAIRE BRUN DUR. 7,50 m DE CALCAIRE EFFRITÉ.
16,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX, INTERCALÉ DE COUCHES MARNEUSES. 11 m	3,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX EN 4 BANCS.	BANC TRIPARTI — CYCLE i, CYCLE h, CYCLE g	3,50 m DE CALCAIRE DUR BRUN EN 3 BANCS.
	2,50 m DE MARNES.	ASSISE 6 B — CYCLE f, CYCLE e	4,00 m DE MARNES CONTENANT QUELQUES BANCS DE CALCAIRE DUR.
	0,80 m DE CALCAIRE ASSEZ DUR	CYCLE d	
1,50 m	5,70 m DE MARNES.	CYCLE c, CYCLE b, CYCLE a	0,50 m DE CALCAIRE JAUNE DUR. 4,50 m
15 m 54 m D'ARGILE ALTERNATIVEMENT ROUGE ET GRISE.	15 m 29 m DE CALCAIRE TUFFEUX; EN COUCHES MINCES DANS LE BAS.	ASSISE 6 A — BANC p	7,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX. 3,00 m 2,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX, FORMANT UN BANC. 10 m DE CALCAIRE TUFFEUX EN COUCHES MINCES.
37,50 m	14 m	ASSISE 5 B	
1,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX. 12 m	DE L'ARGILE GRISE.	ASSISE 5 A	
25 m D'ARGILE ALTERNATIVEMENT ROUGE ET GRISE. 13 m		ASSISE 4 B — CYCLE g, CYCLE f, CYCLE e, CYCLE d	
DES MARNES GYPSEUSES.		CYCLE c	

au pts. (E-I-5-5) et (D-II-15-5) pour la partie inférieure et supérieure dans l'ordre, la 2 au pt. (C-IV-10-10), et la 3 au pt. (A-VI-13-15).

Les assises 1, 2 et 3 n'affleurent pas. L'assise 4 ne montre que ses cycles *d—g* dans la coupe 1. Ils y sont complètement argileux et impossibles à distinguer de l'assise 5.

A l'Ouest dans la coupe 1 nous trouvons l'assise 5 avoir un développement complètement argileux avec des cycles d'argile bleu reposant sur de l'argile rouge et surmonté parfois d'une couche de marne ou de marne gypseuse. Dans la coupe 2 l'assise 5 B, qui affleure seule ici, est développée en une série de tufs calcaires. La limite entre les faciès argileux et calcaire va du pt. (B-IV-10-5) au pt. (D-III-15-15). Dans le Nord, (coupe 1) les assises 4 B et 5 sont complètement développées. Plus au Sud (coupe 2) l'assise 5 B n'a que 15 m d'épaisseur. On se rappelle immédiatement l'assise 5 B dans les coupes 1 et 2 du district de Sta. Barbara. Il se pourrait fort bien qu'ici aussi les assises 4 B et 5 fussent réduites.

A l'Ouest l'assise 6 A est de nouveau argileuse et impossible à distinguer de l'assise 5; à l'Est elle est calcareuse et ressemble beaucoup à l'assise 5 B. La séparation des deux faciès va du pt. (E-III-0-0) au pt. (C-III-0-0).

Les assises 6 B et 6 C sont calcareuses partout avec de petits cycles très distincts de calcaire reposant sur de la marne ou de calcaire dur sur du calcaire mou. A l'instar du district de Sta. Barbara, la couche d'argile qui sépare les assises 6 A et 6 B est absente ici aussi. Comme dans le district de Pañuelo, le banc triparti se compose ici de calcaire crayeux, et ce n'est que près du bord Est (coupe 3) qu'il se transforme graduellement en calcaire dur. Dan l'assise 6 C par contre, on trouve plusieurs bancs durs, encore sont ils absents des quadrilatères (E-I) à (E-V), c'est à dire du fossé d'effondrement central.

L'assise 7 nous montre ici un développement tout à fait différent de celui qu'on voit dans le district de Pañuelo. Il est impossible de parvenir à une parallélisation quelconque. En dehors du fossé d'effondrement central l'assise 7 est complètement calcareuse dans ce district-ci, mais dans le fossé le développement est en partie argileux. Je ne pus distinguer que 4 cycles rudimentaires, qui, dans le Sud présentent le type: marne surmontée de calcaire, et dans le Nord la succession: argile rouge, argile bleue, marne, calcaire. Dans le cycle *b* on peut voir quelques vestiges d'une stratification périodique plus fine. En allant du pt. (C-IV-15-10) au pt. (D-VI-0-0), on voit les bancs de calcaire dur et caverneux des cycles *b* et *c* se rapprocher insensiblement l'un de l'autre, puis des calcaires durs du cycle *c*, pour former enfin un seul banc, droit en-dessous du calcaire dur. Ceci est tout-à-fait conforme à la coupe 3, en d'autres termes: les 4 m de calcaire caverneux représentent ici la partie supérieure du cycle *b* et le cycle *c*. Le cycle *d* subit probablement une transformation analogue. Dans la coupe 1 on distingue encore très nettement une partie marneuse et une partie calcareuse. Dans la coupe 3 la marne a entièrement disparu. On ne peut pas contrôler les rapports dans la coupe 2 car cette partie en est recouverte d'éboulis, mais il est cependant probable que le cycle *d* y est encore

complet. L'assise 7 va s'éteignant vers l'Est. On peut voir cela très clairement en allant du pt. (A-VI-15-15) au pt. (B-IX-0-5). Le banc de calcaire caverneux de la coupe 3 se transforme peu à peu en une couche de fragments calcaires arrondis sans cohésion, couche qui finit par reposer directement sur le banc triparti.

5. Le district de Carrasquilla.

En quittant le district de Sta. Barbara par sa frontière occidentale, on voit les différentes assises se transformer assez brusquement en des argiles rouges contenant des conglomérats. On ne discerne plus de séparation entre les assises, seul le banc triparti se continue sous forme d'une couche de calcaire. Encore plus vers l'Ouest, près des couches mésozoïques, il se transforme en un banc blanc à conglomérats. Cette transition est très bien visible dans les quadrilatères (D-XV) et (D-XVI) plus au Sud. En approchent des terrains mésozoïques les fragments qui composent les conglomérats sont moins arrondis.

Il est très intéressant de suivre de près le développement des diverses couches à proximité du banc triparti. J'y relevai les coupes suivantes: La 1 au pt. (G-XIII-7-5), la 2 au pt. (K-XII-10-10), et la 3 au pt. (L-XIII-0-10).

COUPE I		COUPE 2	COUPE 3
DE L'ARGILE ROUGE À BANCS DE CONGLOMÉRAT.	ASSISE 8		
5,50 m DE CALCAIRE DUR CAVERNEUX 2,75 m DE CALCAIRE VITREUX.	ASSISE 7	5,50 m DE CALCAIRE CRAYEUX, INTERCALÉ DE COUCHES ARGILEUSES	5,50 m DE CALCAIRE TUFFEUX.
4,00 m } DE CALCAIRE DUR.	ASSISE 6C	7,50 m } 9,00 m DE CALCAIRE TUFFEUX, MARNEUX DANS LE BAS.	7,50 m } 9,00 m DE CALCAIRE GRIS À CONGLOMÉRATS.
2,50 m	BANC TRIPARTI	1,50 m	1,50 m
5,00 m D'ARGILE GRISE.	ASSISE 6B ET 6A	15,50 m DE CALCAIRE TUFFEUX ET BITUMINEUX EN COUCHES MINCES 5,00 m D'ARGILE GRISE 6,00 m	DE L'ARGILE ROUGE CONTENANT DES CONGLOMÉRATS
	ASSISE 5	20,00 m } 26,00 m D'ARGILE ROUGE, CONTENANT DES BANCS DE CONGLOMERAT DES CONGLOMÉRATS ROUGES ET GRIS	

On constate de nouveau qu'en allant vers le Sud l'assise 6 C va se réduisant, et que l'assise 6 se transforme de plus en plus en argiles rouges et conglomérats. Dans le quadrilatère (E-XV) seul le banc triparti est calcareux, et se trouve être surmonté directement par l'assise 8. On voit très distinctement la réduction en allant vers le Sud de la coupe 3. Les tufs calcaires du haut disparaissent, et au pt. (H-XIII-10-15) le banc des conglomérats gris subsiste seul.

On remarque dans le haut de la coupe 1 un banc épais de 5.50 m de calcaire caverneux, qui rappelle fort le banc de calcaire caverneux

dans le haut de l'assise 7 du district de Valbuena. Il peut fort bien en être de même ici, en vertu de quoi l'assise 7 n'y aurait que 8 m d'épaisseur. Plus au Nord, au pt. (H-XI-5-10), ce banc se trouve déjà à 20 m au-dessus du banc triparti. Ici aussi l'assise 7 est entièrement calcareuse. Dans la coupe 2 je n'ai plus retrouvé le banc de calcaire caverneux; directement sur le cycle *a* de l'assise 7 repose de l'argile rouge. Probablement le développement subséquent de l'assise 7 a été argileux.

6. Les matériaux tertiaires dans le terrain mésozoïque.

Au milieu des terrains mésozoïques on trouve souvent des conglomérats ou plutôt des brèches tertiaires. En deux endroits seulement j'ai trouvé du calcaire tertiaire, à savoir sur la crête qui va du pt. (M-XVII-10-10) au pt. (N-XVII-5-13), (coupe 1) et sur les deux versants du barranco del Horcajo (coupe 2).

Coupe 1.

9 m de calcaire caverneux et dur, riche en fossiles
5 m de marne grise très riche en fossiles
du gypse keupérien

Coupe 2.

9 m de calcaire caverneux et de calcaire gris à conglomérats
du gypse keupérien

Ces calcaires correspondent probablement aux 9 m de calcaire gris à conglomérats de la coupe 3 du district de Carrasquilla.

7. Résumé.

La stratification périodique régulière est ce que nous avons trouvé de plus frappant dans le Tertiaire. Les cycles sont en général asymétriques, à quelques rares exceptions près, comme au haut de l'assise 4 dans le district de Muela. Dans la plupart des assises on trouve, en allant du bord vers le centre, la succession de faciès suivante: Faciès à conglomérats, faciès argileux, faciès à marnes gypseuses et faciès calcaire. Le troisième manque parfois. Dans ces divers faciès les cycles ne sont pas identiques; la construction régulière est en général absente du faciès à conglomérats, et un cycle argileux comprend généralement 2 ou 3 cycles calcaires. Si l'on prend comme base un cycle argileux, on voit y apparaitre successivement les transformations suivantes: argile rouge à conglomérats, argile rouge { argile grise / argile rouge } { marne gypseuse / argile grise / argile rouge } { marne gypseuse / argile grise } { { marne gypseuse / marne } / { marne gypseuse / marne } } { calcaire / marne / calcaire / marne }. Ce modèle ne doit pas être considéré autrement que comme une moyenne, les variations en sont innombrables. Lorsque le faciès de marne gypseuse ne se transforme pas en faciès calcaire, la succession se termine comme suit: { marne gypseuse / argile grise } { gypse / marne gypseuse }

Pour finir il nous faut relever une transition curieuse que l'on peut voir

dans le district de Pañuelo. Elle a lieu dans les limites du faciès calcaire lui-même; dans le sens Est—Ouest un cycle calcaire se transforme ici de la façon suivante: { calcaire, marne, calcaire, marne } calcaire tuffeux.

Il est également curieux de voir la répartition des divers faciès dans les assises. En effet on ne voit pas seulement une extension et un rétrécissement réguliers des différents faciès, mais même des déplacements.

L'assise 1 est entièrement dominée par le faciès à conglomérats.

A la limite des assises 1 et 2, il se présente un changement assez brusque, résultant en ce que dans l'assise 2 on trouve partout le faciès calcaire.

Le faciès argileux domine dans l'assise 3, mais des deux côtés on distingue assez nettement les limites du faciès à conglomérats. Le faciès à marnes gypseuses dans le haut ne constitue probablement pas un tout, mais deux régions séparées, l'une au Sud, l'autre au Nord, dont les limites sont difficiles à déterminer.

L'assise 4 commence par une extension générale du faciès gypseux. A l'Est on en voit aisément la limite, car il se transforme directement en faciès à conglomérats. Dans l'assise 4 B le faciès argileux croît en importance, et dans le district de Muela on voit apparaître aussi le faciès calcaire caractéristique. Il reste encore à voir si celui-ci se continue vers le Sud.

Dans l'assise 5 on constate de nouveau une suprématie du faciès argileux dont on voit assez nettement à l'Est la séparation d'avec le faciès à conglomérats. Cette limite ne varie guère dans les assises 6 A et 6 B, seule la limite Nord se déplace légèrement vers le Sud. Relevons ici sa curieuse incurvation près du Carrasquilla. Dans l'assise 5 B le faciès calcaire fait son apparition vers le bord Ouest du terrain.

Dans l'assise 6 on constate une progression par secousses du faciès calcaire. Nous relevons encore l'incurvation curieuse dans le fossé d'effondrement central et la région peu étendue a l'Ouest de Valacloche dans l'assise 6 A. Dans l'assise 6 B nous voyons le faciès calcaire progresser encore dans le district de Muela et de Pañuelo. Il s'étend aussi dans la petite région près de Valacloche. Pendant la sédimentation du banc triparti le faciès calcaire s'est répandu partout et s'enfonce profondément dans la région mésozoïque. Il en est de même pour l'assise 6 C. Cette assise cependant manque complètement dans la partie S.E. du district de Carrasquilla et partiellement dans le reste de ce district comme dans le district de Sta. Barbara.

L'assise 7 n'a été sédimentée que dans les districts de Pañuelo et de Valbuena. Il y a des doutes quant à sa sédimentation dans le fossé d'effondrement central. Il est curieux de voir cependant comment, dans ce fossé, le banc triparti s'est partout développé sous forme de calcaire crayeux, exactement comme dans les deux districts mentionnés. Ceci nous inclinerait à y admettre la sédimentation de cette assise.

Ajoutons pour finir une remarque concernant les conglomérats dans

le Tertiaire. On les trouve habituellement à proximité de couches mésozoïques dures, et, dans ce cas, leurs composants proviennent immanquablement des terrains mésozoïques proches. Il faut aussi remarquer la stratification irrégulière de ces couches. Tout ceci nous ferait plutôt incliner à les considérer comme des sédimentations de piedmont typiques, pour lesquelles Stille a imaginé le nom de „Fanglomeraten''.

8. Contenu paléontologique.

Dans l'assise 7 je trouvai des fossiles dans les localités suivantes:

Au pt. (P-XII-0-0), droit en-dessous des calcaires supérieurs du district de Pañuelo:

Planorbis Thiollierei Mich.
Bythinia gracilis Sandb.
Planorbis Lluecai Royo.
Planorbis Matheroni Fisch. & Tourn. var. *sulfureus* Royo.
Planorbis Mariae Mich.
Hydrobia Deydierei Dep. & Sayn.

Au pt. (P-XII-5-5), au haut du cycle *d* du district de Pañuelo:

Planorbis Thiollierei Mich.
Planorbis umbilicatus Müller
Planorbis Lluecai Royo
Succinea cf. *oblonga* Drap.
Hydrobia Deydierei Dep. & Sayn.
Bythinia gracilis Sandb.

Au pt. (O-XI-6-6), également au haut du cycle *d* du district de Pañuelo:

Bythinia gracilis Sandb.
Planorbis cf. *Rouxi* Noul.
Planorbis Thiollierei Mich.
Limnea Bouilleti Mich.
Hydrobia Deydierei Dep. & Sayn.

Au pt. (D-II-15-10), au bas des marnes du cycle *d* dans le district de Valbuena:

Helix olissiponensis Roman
Helix Christoli Math.
Helix supracostata Sandb.
Limnea Bouilleti Mich.
Planorbis Mariae Mich.
Planorbis Thiollierei Mich.
Planorbis Lluecai Royo
Hydrobia Deydierei Dep. & Sayn.
Bythinia gracilis Sandb.
Succinea primaeva Math.

Dans l'assise 6 je trouvai des fossiles aux localités suivantes:

Au pt. (N-XII-10-15)), droit en-dessous du banc triparti:

Bythinia gracilis Sandb.
Limnea Bouilleti Mich.
Planorbis Thiollierei Mich.
Planorbis Mariae Mich.

Au pt. (M-XVII-10-10), droit en-dessous du banc triparti:

Succinea oblonga Drap.
Vertigo diversidens Sandb.
Carichium pachychilum Sandb.
Hydrobia cf. *dubia* Schlosser
Hydrobia Calderoni Royo

Au pt. (R-VII-0-7), dans le cycle *a* de l'assise 6 B:

Succinea oblonga Drap.
Bythinia gracilis Sandb.
Vertigo diversidens Sandb.
Hydrobia Deydierei Dep. & Sayn.
Hydrobia cf. *dubia* Schlosser
Planorbis cf. *Rouxi* Noul.
Limnea cf. *Bouilleti* Mich.

Au pt. (N-XIII-0-0), dans le même cycle:

Planorbis Thiollierei Mich.
Planorbis Lluecai Royo
Succinea cf. *oblonga* Drap.
Pisidium Ezquerrai Royo

Au pt. (M-V-8-2), vers le bord supérieur de l'assise 6 A:

Planorbis Thiollierei Mich.
Hydrobia Deydierei Dep. & Sayn.
Planorbis cf. *Matheroni* Fisch. & Tourn.
Limnea cf. *Bouilleti* Mich.

Au pt. (N-XIII-0-0), au bas de l'assise 6 A, je trouvai:

Planorbis Matheroni Fisch. & Tourn.
Bythinia gracilis Sandb.
Ancyllus Neumayri Font.

Au pt. (L-IX-5-10), au bas de la même assise:

Bythinia gracillis Sandb.
Planorbis Lluecai Royo
Planorbis cf. *Rouxi* Noul.
Hydrobia Deydierei Mich.

Au pt. (K-VIII-18-18), à la même hauteur:

Bythinia gracilis (opercula)
Planorbis cf. *Matheroni* Fisch. & Tourn.

Au pt. (G-VII-0-0), à la même hauteur:

Bythinia gracilis (opercula)
Planorbis Thiollierei MICH.

Dans l'assise 5, je trouvai des fossiles dans les localités suivantes:

Au pt. (M-V-5-7), tout en haut de l'assise 5 B):

Bythinia gracilis (opercula)
Planorbis Matheroni FISCH. & TOURN.
Hydrobia Romani ROYO
Hydrobia morasensis FONT.

Au pt. (F-X-10-0), dans le banc marneux le plus élevé de l'assise 5 B, je trouvai les fossiles suivants:

Planorbis cf. *Matheroni* FISCH. & TOURN. var. *sulfureus* ROYO mais plus épais, et à ombilic plus petit
Hydrobia Romani ROYO

Dans l'assise 4 je trouvai des fossiles dans les localités suivantes:

Au pt. (F-X-10-10), à 18 m au-dessus de la couche bitumineuse:

Planorbis cf. *Matheroni* FISCH. & TOURN. var. *sulfureus* ROYO plus épais et à ombilic plus petit
Bythinia gracilis (opercula)

Au pt. (F-X-10-10), dans la couche bitumineuse:

Hydrobia Romani ROYO

Au pt. (C-XIV-10-7), dans la couche bitumineuse:

Ancyllus Neumayri FONT.
Planorbis cf. *Matheroni* DEP. & SAYN. var. *sulfureus* ROYO plus épais et à ombilic plus petit

Dans l'assise 2 je trouvai au pt. (F-X-10-10) dans le cycle *c* de très grands sporanges de *Chara*.

Nous pouvons donc voir ici deux zônes nettement distinctes: celle du haut (les assises 6 et 7) qui contient:

Planorbis Thiollierei
Planorbis Lluecai
Hydrobia Deydierei

et celle du bas (les assises 4 et 5) qui contient:

Hydrobia Romani
Planorbis cf. *Martheroni* var. *sulfureus,* plus épais et à ombilic plus petit

Selon ROYO Y GOMEZ les deux catégories appartiennent au Pontien. Il est très difficile de décider si ces horizons sont vraiment séparés, ou bien s'il ne faut y voir que des simples variations de faciès.

On remarque encore un changement de faune caractéristique dans

les divers faciès. En effet, les genres *Ancyllus, Vertigo* et *Carichium* ne se rencontrent qu'à proximité des côtes.

9. Mouvements.

Durant la sédimentation des assises 1, 2, 3 et 4 A, il n'y a point eu de déplacement. Lors de la sédimentation de l'assise 4 B, les districts de Muela et de Pañuelo ainsi que le fossé d'effondrement central commencèrent à s'abaisser par rapport au district de Sta. Barbara et peut-être aussi à celui de Valbuena. Ce déplacement s'est continué jusqu'à la fin de la sédimentation de l'assise 5 B.

Au commencement de la sédimentation de l'assise 6 C, les districts de Sta. Barbara et de Carrasquilla (sauf sa partie la plus septentrionale) commencèrent à s'élever. Le district de Muela ne suivit qu'au commencement de l'assise 7, et le district de Valbuena à la fin de la sédimentation de cette assise seulement.

Il faut remarquer en outre que dans tous ces districts la succession des calcaires se termine toujours par des calcaires très durs, avant que la sédimentation ne cesse. Faut-il en conclure que vers la fin de la période de sédimentation ils émergeaient des eaux? Pourtant ces calcaires font défaut dans le district de Pañuelo. Cette absence se motive-t-elle par une immersion plus longue de ce district, immersion plus longue même que celle du fossé d'effondrement central, de façon que le petit lac subsistant n'a fini de se combler qu'au cours de la formation de l'assise 8?

L'achèvement de la sédimentation complète du Miocène doit avoir été de nouveau suivi de mouvements violents qui ont provoqué un nouvel abaissement du fossé d'effondrement central, du district de Pañuelo et du district de Valbuena.

III. TECTONIQUE.

Dans le terrain étudié on peut distinguer deux parties nettement séparées. A l'Est une partie mésozoïque, déformée en majeure partie avant le Miocène, et à l'Ouest une partie tertiaire, fracturée après le Miocène. On a pu cependant relever des traces de ce dernier mouvement dans la partie mésozoïque également.

A. Tectonique de la région mésozoïque.

D e s c r i p t i o n.

Dans la région mésozoïque on distingue de nouveau trois provinces: Une triasique centrale, une jurassique, au S.W., et une jurassique, au N.E. Après le Miocène, les deux premières se sont abaissées de 150 m environ par rapport à la troisième, ce que nous pouvons conclure du fait que dans les quadrilatères (D-XVI) et (G-XV) le banc triparti se trouve à 1260 m d'altitude, alors qu'il se trouve à 1110 m dans le quadrilatère (M-XVII), et dans le (S-XV) à 1120 m.

1. *La province centrale triasique.*

Dans ses grandes lignes elle forme une voussure quasi-anticlinale, ayant du Jurassique sur ses flancs N.E. et S.O.

Le Muschelkalk se présente en quatre bandes longitudinales: la bande 1 que l'on n'aperçoit que dans le Barranco de Piqueras, la bande 2 qui va de Valacloche vers les Salvarizas, la bande 3 à laquelle appartiennent e.a. l'Estopar et l'Alto de la Molina, et la bande 4 à laquelle appartient le Muschelkalk du quadrilatère (T-XVI). Ces quatre bandes de Muschelkalk sont séparées par trois dépressions remplies de Keuper. Nous plaçons la dépression 1 entre les bandes 1 et 2, et ainsi de suite.

Dans le Barranco de Piqueras le Muschelkalk de la bande 1 est à peu près horizontal, mais il plonge au N.E. dans le sens N. 40° E., et dans le N.W. dans le sens N. 290° E.

La bande 2 est formée sur toute sa longueur d'une couche de Muschelkalk entre des couches de gypse et d'argile au-dessus et au-dessous. Si ceci constituait une coupe stratigraphique normale, le gypse et les couches argileuses au-dessous du Muschelkalk devraient être logiquement un faciès du Buntsandstein. Ceci n'est cependant pas probable, vu la similitude entre les couches de gypse et d'argile dans le Barranco del Rebollar, et celles au S.E. de l'Alto de la Molina. Dans les deux groupes je pus distinguer „grosso modo'' les mêmes bandes. Par ailleurs la transition de l'un en l'autre est insensible. Et enfin, là, où le Bunt-

sandstein affleure, à 10 kms, plus au Sud, il se présente développé en grès dur. Nous voyons ainsi que les couches de gypse et d'argile représentent partout le Keuper, qu'elles se trouvent au-dessus ou au-dessous du Muschelkalk. Le Muschelkalk doit donc avoir été arrachée du Buntsandstein, qui n'affleure nulle part, pour aller percer au travers du Keuper malléable.

Dans les quadrilatères (L-XI), et (L-XII), cette plaque de Muschelkalk prend une inclinaison de 40° dans le sens N. 220° E. Aux environs de Valacloche la plaque est renversée, et a une inclinaison de 40° dans le sens N. 330° E. Elle y a une largeur de 150 m environ.

Dans les quadrilatères (L-XIV), (L-XV) et (L-XVI), cette plaque ne se retrouve plus. Elle se trouve probablement au milieu de la vallée fluviale, et est recouverte d'alluvion; il est en tout cas curieux de constater que là où elle réapparait, au pt. (M-XVII-3-0), elle se trouve vers le milieu de la vallée.

Dans les quadrilatères (M-XVII) et (M-XVIII) la bande est très étroite (25 m de largeur), ce qui apparait nettement au pt. (M-XVIII-10-2), où elle est complètement entourée de Keuper. Dans le quadrilatère (M-XVII), elle a une inclinaison de 40° dans le sens N. 220° E., au pt. (M-XVIII-10-2) elle a basculé et a une inclinaison de 70° dans le sens N. 350° E., et au pt. (M-XVIII-10-10), elle est de nouveau en position normale et a une inclinaison de 40° dans le sens N. 220° E.

Au S.E. du Barranco del Rebollar la plaque de Muschelkalk s'élargit tout-à-coup sensiblement (± 1000 m de largeur), et l'inclinaison et la direction varient tant soit peu dans cette dernière partie. A l'Ouest du Mas de Navarete la plaque a une inclinaison de 20° dans le sens N. 160° E., au N.E. du Mas de Navarete l'inclinaison est de 40° dans le sens N. 220° E. Le bord N.E. de la plaque y est à une altitude de 1250 m. Entre les pts. (N-XXI-0-0) et (M-XXII-17-15) l'inclinaison est de 70° dans le sens N. 240° E., mais elle diminue graduellement vers le N.E., jusqu'à ne plus être que de 10° au pt. (N-XXII-15-15). Le Muschelkalk se trouve ici à 1340 m d'altitude, ce qui nous permet de constater que le bord N.E. de la plaque s'élève dans la direction du S.E. Au S.E. du pt. (N-XXII-15-15), l'inclinaison atteint 50° dans le sens N. 200° E., et le coude disparait graduellement. Au pt. (N-XXIV-0-2), une seconde plaque vient s'appliquer sur la première, et la recouvre sur toute sa largeur, comme en témoignent les restes dans le quadrilatère (O-XXIII). Cette plaque de dessus, elle aussi, a une inclinaison de 50° en sens N. 200° E. L'élévation vers le S.E. continue jusqu'à ce que, vers le pt. (P-XXIV-5-15), les deux couches atteignent leur point culminant. Le bord supérieur du Muschelkalk s'y trouve à une altitude supérieure à celle du bord inférieur des Carñiolas qui le côtoient au Nord et au Sud. Dans l'ordre, ces altitudes sont de 1475 m, de 1380 m et de ± 1300 m. Au S.E. de cette culmination, la plaque inférieure plonge dans le Barranco del Contador avec une inclinaison de 30° en sens N. 150° E., alors que la plaque supérieure continue avec son inclinaison originelle de l'autre côté de cette vallée.

La bande 3 du Muschelkalk est formée, au N.W. de la ligne (P-XV-0-10)—(R-XV-0-0), d'une plaque de Muschelkalk renversée à

inclinaison de 40° dans le sens N. 210° E. Au N.W. de l'Estopar cette plaque présente un décrochement horizontal qui la déplace d'environ 100 m vers le S.W. En continuant vers le N.W., nous voyons que la plaque est coupée par deux petites failles verticales orientées N.—S., dont les lèvres supérieures se trouvent au S.E.

Au S.E. de la ligne mentionnée ci-dessus, la bande présente un relèvement limité par deux failles convergentes vers le bas, le long desquelles le Muschelkalk a été entraîné. La faille du S.W. affleure très nettement dans les quadrilatères (P-XV) et (P-XVI). Le retroussement le long de cette faille a été si violent que le Muschelkalk du flanc S.W. en fut renversé. Cette plaque renversée constitue la continuation de la plaque de l'Estopar, et se trouve à son tour coupée au pt. (P-XVII-10-0) par une faille verticale qui va du N.E. au S.W. La faille du N.E. n'affleure qu'au pt. (R-XVI-18-19). Le retroussement le long de cette faille a été beaucoup moins violent, le Muschelkalk du flanc N.E. occupe encore une position normale et n'a qu'une inclinaison de 60° en sens N. 20° E. Dans la bande surélevée elle-même on peut distinguer un faible anticlinal et synclinal orientés N.W.—S.E., et dont les axes commencement à s'incliner de 30° vers le sens N. 270° E. aux environs du pt. (R-XV-0-0). Au S.E. la bande surélevée et ses deux failles marginales disparaissent sous le Keuper.

Au S.E. de la ligne (P-XVII-8-5)—(S-XVII-2-5) la bande est formée de nouveau de Muschelkalk surmontant du Keuper, comme il appert clairement sur les versants N.E. et N.W. de l'Alto de la Molina. Sur le sommet de cette montagne le Muschelkalk a une position horizontale, sur son versant S.W. il prend une inclinaison de 60° en sens N. 200° E., sur le versant S.E. l'inclinaison prise est de 30° en sens N. 120° E. La plaque forme donc un quart de coupole, coupée par une faille suivant la ligne (R-XIX-3-0)—(R-XVIII-7-17).

Au S.E. de cette faille transversale la bande plonge sous le Keuper, réapparait un instant en (R-XX), pour disparaître ensuite complètement. En ce dernier affleurement la bande est formée d'une faisceau de Muschelkalk à inclinaison de 45° en sens N. 210° E., mais au N.E. de la ligne (R-XX-0-7)—(R-XXI-0-7) il est à peu près horizontal.

Dans les limites du terrain étudié, la bande de Muschelkalk no. 4 consiste en une coupole à inclinaison radiaire de 20° à 25°. A l'Est cette coupole est coupée par une faille presque verticale suivant une direction N.—S. Elle affleure très nettement au pt. (U-XVI-0-10). A travers la culmination nous voyons encore passer un petit fossé d'effondrement dirigé dans le même sens, et bordé de failles latérales verticales.

Au N.W. de la coupole nous voyons un synclinal orienté en sens N.E.—S.W., dont l'axe se trouve approximativement dans la vallée qui le sépare de la coupole du Cerro de Atalaya, autre partie de cette bande de Muschelkalk, mais qui se trouve juste en dehors du terrain relevé.

La dépression 1 est comblée surtout de Keuper argileux dont les plissements sont difficiles à contrôler. Nous constatons cependant la présence d'un affleurement de la nappe d'ophite qui suit un trajet particulièrement curieux, et qui suggère une tectonique très compliquée.

Dans les quadrilatères (L-XVIII) et (L-XIX) la nappe intrudante s'est cassée en deux morceaux qui ont glissé l'un sur l'autre. Le morceau d'en haut est incliné vers le S.W., l'autre vers l'Ouest. Dans le quadrilatère (L-XVII) la plaque n'est pas fracturée et se trouve en position horizontale. Dans les quadrilatères (L-XVI) et (L-XV) elle manque complètement, pour se présenter de nouveau dans les quadrilatères (L-XIV) et (M-XIV) sous la forme de deux morceaux, tous deux inclinés vers le S.W.

Dans la dépression 2 inclinaison et direction du Keuper sont très variables. Dans les grandes lignes cette bande est peu plissée, surtout dans sa partie centrale, et le Keuper y forme un synclinal large et plat. Nous avons tiré cette conclusion des faits suivants: 1°. La couche 3 du Keuper se prolonge sans interruption et sans altération notoire ni d'inclinaison ni de direction, dans les quadrilatères (M-XIV) et suivants jusqu'à (N-XVII). 2°. En allant du pt. (M-XV-15-0) au pt. (O-XIV-5-10) on ne quitte pas les minces couches de dolomie. 3°. Au pt. (N-XVII-5-15) on trouve un mince lit de gypse rouge, épais d'environ 20 cms., que l'on peut suivre presque sans interruption jusqu'au pt. (O-XVII-10-8).

Dans les quadrilatères (M-XIII) et (N-XIII) le Keuper est davantage plissé. Plusieurs des minces couches de gypse manifestent des plis isoclines inclinés vers le N.W.

Une seconde région de plissements plus forts se trouve entre l'affleurement de la couche 3 du Keuper et la vallée du Camarena. Ici aussi on trouve, près du pt. (M-XV-0-0) entr'autres, du gypse en plis couchés, à inclinaison moyenne en sens S.W. Le plissement plus accusé apparait aussi dans la nappe d'ophite. Dans les quadrilatères (M-XVI) à (M-XVIII) inclusivement on peut distinguer trois parties: une plaque antérieure (à laquelle appartiennent l'ophite situé entre les pts. (M-XVI-5-5) et (M-XVII-8-3) ainsi que la petite plaque près du pt. (M-XVII-10-12)), inclinée en sens N.E., une plaque supérieure horizontale (y appartiennent la plaque d'ophite sur le sommet près du pt. (M-XVI-15-15), et celle près du pt. (M-XVII-16-16)), et enfin une troisième plaque, postérieure, inclinée en sens N.E. A cette dernière appartiennent les petits morceaux d'ophite près des pts. (M-XVII-16-18) et (M-XVIII-17-7). La plaque postérieure a glissé sur celle du devant, alors que la plaque supérieure a glissé vers le haut, d'entre les deux plaques antérieure et postérieure. Près de cette dernière plaque on trouve au pt. (N-XVI-0-13) un fragment de Muschelkalk qui s'y trouve au beau milieu du Keuper. Plus avant vers le N.W. on ne peut suivre que la plaque antérieure. Entre les pts. (M-XVI-3-0) et (L-XV-19-12) elle se compose à son tour de deux morceaux glissés l'un sur l'autre, et entre les pts. (L-XV-19-12) et (L-XIV-17-11) elle est brisée en petits fragments dispersés. A mon avis la plaque supérieure du quadrilatère (M-XV) ne doit pas être considérée comme la continuation de la plaque supérieure du quadrilatère (M-XVI), parce que dans le quadrilatère (M-XVI) les plaques accusent une différence de niveau de 150 m, dans le quadrilatère (M-XV) elles sont couchées l'une sur l'autre. Il n'y a d'ailleurs pas la moindre indication de fusion des deux plaques supérieures.

Nous trouvons encore une troisième région à plissements plus marqués dans les environs du Barranco del Rebollar. L'assise Keupérienne 3 disparait dans le quadrilatère (M-XVIII) le long du Barranco del Rebollar par une inclinaison rapide en sens S.W. Dans le quadrilatère (O-XX) la couche 2 reparait et y forme une coupole avec deux inclinaisons rapides l'une en sens E., et l'autre en sens S.W. Il faut remarquer ici la plaque d'ophite presque verticale allant dans la direction N.—S., très fracturée et située au milieu de l'assise 4 du Keuper.

La dépression 3 n'est bien développée qu'à l'Ouest de la ligne (P-XV-10-0)—(S-XIV-10-10). A l'Est de cette ligne les plissements du Keuper sont difficiles à suivre, mais à l'Ouest le Keuper prend une inclinaison en sens N.E., sauf près de la vallée entre Cubla et Valacloche, où l'inclinaison est orientée vers l'Ouest. Cette dépression se caractérise en outre par le laminage intense du Keuper, ce qui fait que dans le Keuper les assises 2 et 3 sont absentes ou bien très incomplètes, et que la plaque éruptive est complètement démembrée de manière que l'on n'en trouve que des vestiges épars.

2. *La province jurassique du Sud-Ouest.*

Dans le Nord elle se compose du flanc intermédiaire d'une flexure à inclinaison de 35° en sens N. 290° E., et au midi de deux synclinaux de calcaire du Malm affaissés. Les deux morceaux se trouvent séparés par un système de failles qui suivent en partie une direction N.—S., et en partie une direction N.E.—S.W. La faille marginale dans le calcaire du Malm dans le quadrilatère (D-XVIII) ne se trouve pas exactement dans le prolongement de la faille marginale dans le Dogger, mais est, en regard de celle-ci, rejetée d'environ 200 m vers le N.W.

Le flanc intermédiaire se trouve coupé de deux failles à inclinaison de 50° en sens N. 135° E., dont les flancs du S.E. présentent un effondrement par rapport aux flancs N.W. Ces failles se prolongent vers le haut jusque dans les marnes du Malm; les calcaires supérieurs du Malm ne présentent plus qu'une inflexion. En realité ce ne sont pas de simples failles, mais d'étroites failles en escalier.

Dans la partie Nord, l'inclinaison des couches se transforme assez brusquement de 50° en sens N. 280° E., en 40° en sens N. 230° E. Dans le Dogger cette courbe se présente un peu plus tôt, c'est à dire plus au Sud que dans le Lias, ce qui occasionne une épaisseur un peu plus considérable du tuf Toarcien. Il semble donc indiqué d'admettre un léger dénivellement du Dogger sur le tuf. En outre nous trouvons ici un certain nombre de failles verticales orientées en sens N.W.—S.E., que l'on peut encore suivre loin dans le tertiaire. Le long de la faille qui va du pt. (K-XIV-13-13) au pt. (L-XV-0-19), le flanc Nord s'est élevé par rapport au flanc Sud. Le long de la faille qui va du pt. (K-XIV-5-10) au pt. (L-XVII-0-0), le flanc Nord s'est abaissé par rapport au flanc Sud. On peut suivre ces deux failles à travers tout le Jurassique. Le long de la faille qui va du pt. (H-XV-2-0) au pt. (H-XVI-13-0), le flanc Nord s'est également abaissé par rapport au flanc Sud. Cependant le rejet vertical diminue progressivement. Au pt. (H-XIV-0-10) il est

de 45 m environ, au pt. (H-XV-10-15) il est encore de 10 m à peu près, et à l'affleurement du Lias le rejet est devenu pour ainsi dire inexistant. Il en est de même pour la faille qui se trouve un peu plus au Nord. Le fait que dans la quadrilatère (H-XV) cette faille traverse complètement les tufs toarciens, fait paraître ceux-ci plus épais qu'ils ne sont en réalité.

La partie mitoyenne se trouve découpée à l'Ouest par un certain nombre de failles orientées en sens Nord—Sud, (l'inclinaison en est de 60° à 70° en sens N. 100° E. où N. 110° E.) dont les lèvres E. se trouvent plus basses que les lèvres W. En fait il y a quelques dizaines de ces failles, mais je n'en ai porté sur la carte que les principales.

A l'Est et au Sud de l'ensemble des failles marginales les marnes du Malm se trouvent immédiatement sur le Keuper. Cela se reconnait aisément sur les pentes du Barranco Piqueras, et du barranco qui va du quadrilatère (H-XVIII) au (L-XVIII). Toute la série des Carñiolas, du Lias et du Dogger manque donc ici; on n'en trouve que des vestiges éparpillés par-ci par-là, par exemple entre les pts. (K-XVII-7-10) et (H-XVIII-13-0) des restes du Lias, des fragments de Carñiolas entre les pts. (K-XVIIII-0-5) et (K-XVIII-5-10), des débris du Dogger et des couches à *Spongiaires* du Malm près du pt. (K-XVIII-0-13), du Dogger près du pt. (F-XIX-10-10), et des Carñiolas près du pt. (E-XX-10-5) avec du Dogger et des fragments des couches à *Spongiaires* du Malm.

Les calcaires supérieurs du Malm constituent ici deux synclinaux allant du N.E. au S.W., séparés par une faille à inclinaison de 70° en sens N. 315° E. Le synclinal Nord est bien développé dans le quadrilatère (G-XVIII), mais se change au S.W. en deux faisceaux inclinés en sens N.W. et séparés par une faille. En continuant vers le S.W. ces faisceaux se trouvent limités par des failles allant du N. au S. Le synclinal méridional est bien développé dans le quadrilatère (E-XIX). Au N.E. de ce quadrangle le flanc N.W. disparait peu à peu, de façon que dans le quadrilatère (G-XVIII) seul le flanc S.E. est encore développé. Au pt. (D-XIX-10-15) l'orientation du flanc S.E. change. En effet, au N. de ce pt. l'inclinaison est de 30° en sens N. 315° E., au S. elle est de 30° en sens N. 290° E.

Dans le quadrilatère (D-XX) on retrouve une série de Dogger à inclinaison de 20° en sens N. 290° E., avec, à sa base, du tuf toarcien, reposant, lui, de nouveau immédiatement sur le Keuper. Au N.W. cette série est limitée par une faille allant en sens N.E.—S.W. (à inclinaison de 50° en sens N. 135° E.). Au N.W. encore de cette faille on retrouve des marnes du Malm avec des débris de Dogger à leur base, ce que l'on peut voir au pt. (E-XX-10-7).

3. *La province jurassique du Nord-Est.*

Cette province est, dans son ensemble, une série jurassique horizontale, formée d'un nombre de massifs tantôt s'escaladant, tantôt s'écartant les uns des autres. On peut distinguer quatre massifs primaires de forme allongée, séparés par trois failles allant du N.W. au S.E., à savoir la faille A, allant du pt. (T-XVIII-10-10), au pt.

(U-XXV-5-0), à inclinaison de 50° en sens N. 220° E., la faille B, allant du pt. (S-XIX-5-10) au pt. (S-XXV-17-10), à inclinaison de 50° en sens N. 40° E. et la faille C, allant du pt. (R-XXI-8-2) au pt. (R-XXIV-0-10), à inclinaison de 50° en sens N. 40° E. Au N.E. de la faille A on trouve le massif A, dont un tout petit coin seulement se trouve dans le terrain étudié; le massif B se place entre les failles A et B, le massif C entre les failles B et C, et au S.E. de la faille C se trouve le massif D. Les massifs A et C se trouvent à peu près au même niveau, le massif B est plus haut, le massif D plus bas. Tout ceci évidemment dans un sens très général. Les massifs se chevauchent donc. Ils sont traversés d'une grande faille transversale allant du N. au S. (à inclinaison de 60° en sens N. 110° E.), qui va du pt. (T-XX-10-10) au pt. (P-XXIII-8-2). Le long de cette faille les failles A, B, C et D sont rejetées vers le S. Dans le quadrilatère (R-XXI) la faille transversale est elle-même rejetée vers l'Est le long d'une faille allant du N.E. au S.W.

A l'Ouest de la grande faille transversale, le Jurassique du massif B est à peu près horizontal. A l'Ouest de la ligne (S-XX-10-0)—(T-XIX-10-10) se trouve une région très curieuse. La partie Nord en est recouverte de détritus contenant fréquemment de gros blocs de la couche 1 des Carñiolas. Quelques uns de ces blocs ont une superficie de 100 m sur 150 m. Il me semble que toute cette partie doit être considérée comme un grand éboulement. Dans la partie Sud, on ne trouve en fait de Jurassique que la couche 1 des Carñiolas, qui a partout une inclinaison de 25° en sens N. 315° E., et qui plonge au Nord dans le Keuper. La couche 1 y a donc été arrachée des Carñiolas et enfoncée dans le Keuper.

A l'Est de la grande faille transversale se trouve un massif qui s'est effondré en suivant cette faille. Au flanc Ouest de ce massif les couches sont horizontales, au flanc Est elles ont une inclinaison de 15° en sens N. 90° E. La limite Est de ce massif est constituée par une faille parallèle à la grande faille transversale et d'une inclinaison identique à celle-ci. La lèvre Est de cette dernière faille est formée à son tour par trois massifs séparés par des failles de direction E.—W. Deux de ces massifs, ceux au Nord, sont plus bas que le massif désigné ci-dessus, le troisième massif est plus élevé. Les couches du massif Nord sont à peu près horizontales, celles du massif du milieu présentent une inclinaison de 15° en sens N. 140° E., et celles du massif méridional ont une inclinaison de 15° en sens N. 40° E., sauf dans le quadrilatère (S-XXII), où cette inclinaison est de 15° en sens N. 70° E. L'extrême pointe S.W. de ce massif méridional est de nouveau effondrée en suivant une faille de direction N.—S., à inclinaison de 70° en sens N. 280° E. Plus vers l'Est les couches du massif B gardent leur inclinaison, de 15° en sens N. 40° E. A l'Est de l'Artigas, le massif B se trouve coupé par quatre failles de direction N.E.—S.W. à inclinaisons alternativement opposées de 40° en sens N. 135° E. et en sens N. 315° E. Il en résulte deux petits massifs affaissés flanquant un petit massif surélevé. L'inclinaison des failles est dirigée vers les massifs affaissés. Nous avons donc affaire ici à des failles normales. Les couches sont entraînées le

long de ces failles, ce qui provoque des inclinaisons anormales à proximité des failles. Au S.E. de la faille située le plus au S.E., l'inclinaison des couches change tout-à-coup pour en devenir une de 30° en sens N. 330° E. On a apparemment ici le flanc N.W. d'un anticlinal allant dans une direction N.E.—S.W. Au pt. (T-XXV-13-5) on trouve de nouveau un plissement disharmonique. La dernière faille de direction N.E.—S.W. se termine ici dans le tuf toarcien, alors que dans le Dogger susjacent l'inclinaison des couches présente un changement progressif.

Dans le massif C, le Jurassique à l'Ouest de la grande faille transversale est à peu près horizontal, puisqu'aux pts. (R-XXI-15-5), (R-XX-15-10) et (R-XX-15-0) la face inférieure du Jurassique est à la même hauteur. Vers l'Ouest la couche 1 des Carñiolas est de nouveau arrachée, au Sud encore plus qu'au Nord. Dans la partie Sud on peut très bien voir ceci le long de la crête dans le quadrilatère (R-XIX). Près du pt. (R-XIX-15-15) cette couche est encore presque horizontale, au pt. (R-XIX-15-10) elle prend une inclinaison de 30° en sens N. 315° E., et il vient du Keuper se placer dessus. En progressant vers le Sud on voit l'inclinaison s'accuser, et au bord inférieur, la couche est même renversée (au pt. (R-XIX-0-10) l'inclinaison est de 70° en sens N. 135° E.). Dans la partie Nord la couche a partout une inclinaison de 25° en sens N. 315° E., ce n'est que près du pt. R-XIX-10-2) que cette inclinaison s'accentue légèrement et que la couche plonge dans le Keuper. Il est à remarquer que la partie Sud, où la couche 1 a été plus complètement arrachée, se trouve placée exactement vis-à-vis de la couche de Muschelkalk de l'Alto de la Molina.

A l'Est de la grande faille transversale le massif C est très fracturé. Quatre failles transversales sont situées comme suit: La faille 1 va du pt. (S-XXIII-8-0) au pt. (R-XXIII-0-1) avec une inclinaison de 60° en sens N. 320° E., la faille 2 va du pt. (S-XXIII-5-15) au pt. (R-XXIII-5-15) avec une inclinaison de 60° en sens N. 320° E., la faille 3 va du pt. (S-XXIII-4-18) au pt. (R-XXIV-6-2) avec une inclinaison de 60° en sens N. 300° E., la faille 4 va du pt. (S-XXIV-10-7) au pt. (R-XXV-13-5) avec une inclinaison de 50° en sens N. 110° E.; le massif C 1 est à l'Ouest de la faille 1, le massif C 2 entre les failles 1 et 2, le massif C 3 entre les failles 2 et 3, le massif C 4 entre les failles 3 et 4, et le massif C 5 à l'Est de la faille 4. En progressant vers le S.E. les failles sont placées de plus en plus de biais sur les failles limites. La lèvre inférieure est à l'Ouest pour les failles 1, 2 et 3, à l'Est pour la faille 4; autrement dit: ce sont des failles normales. Le massif C 5 constitute un tout dont les couches présentent une inclinaison de 25° en sens N. 320° E. On retrouve ici apparemment le flanc N.W. de l'anticlinal déjà nommé. Les massifs secondaires C 1, 2, 3 et 4 sont divisés à leur tour en massifs ternaires par des failles longitudinales inclinées en sens général N.E. Ces massifs ternaires s'escaladent les uns les autres. En allant du N.W. au S.E. on voit les failles transversales changer légèrement d'orientation. Dans le massif C 1 elles ont une inclinaison de 50° en sens N. 50° E., dans le massif C 4 l'inclinaison est 50° en sens N. 20° E. L'inclinaison générale des couches

subit un changement analogue; dans le massif C 1 elle est de 15° en sens N. 70° E., dans le massif C 4 elle est de 20° en sens N. 20° E. Dans la partie Ouest du massif C 1 on trouve encore une petite dépression, limitée à l'Ouest par une faille à inclinaison de 30° en sens N. 135° E., à l'Est par un certain nombre de petites failles les unes rejetées par rapport aux autres, et à inclinaison commune d'à peu près 40° en sens N. 300° E. En rapport avec ce qui précède il faut remarquer ce qui suit: Les petites failles qui séparent les massifs ternaires ne sont indiquées que schématiquement sur la carte. En réalité il y en a bien davantage. Puis encore, la faille qui va du pt. (R-XXI-18-10) au pt. (S-XXI-7-13) est en réalité une faille en escalier.

Dans le massif D, le Jurassique est à peu près horizontal à l'Ouest de la grande faille transversale, vu que la face inférieure des Carñiolas se trouve à peu près au même niveau aux pts. (R-XXI-4-0), (P-XXI-15-5) et (P-XXI-5-15). Cette partie est traversée par une autre faille orientée en sens N.—S. parallèle à la grande faille transversale et avec la même inclinaison. A l'Est de la grande faille transversale le Jurassique a une inclinaison de 20° en sens N. 20° E. Au midi le massif D se trouve limité par une faille qui présente à l'Ouest une inclinaison de 50° en sens N. 210° E., et à l'Est une inclinaison de 70° en sens N. 190° E. Dans les deux failles la lèvre Sud est plus élevée que la lèvre Nord. Toutes deux présentent donc une faille inverse.

Dans le quadrilatère (R-XXII) des complications surviennent. Tout d'abord, le rejet de la faille transversale nous met ici en présence de deux failles limites. En outre le massif C se trouve ici en contre-bas du massif D, par le fait que la dépression du massif C 1 confine ici au massif D.

Dans la parcelle du massif A qui se trouve encore dans le terrain étudié le Jurassique est approximativement horizontal. Il est coupé par une faille à inclinaison de 50° en sens N. 80° E., dont la lèvre Est est probablement horizontale et à un niveau inférieur à celui de la lèvre Ouest.

Discussion des structures.

Dans le terrain étudié la série de couches déformée présente les unités suivantes:

1. 850 m de calcaire (Jurassique).
2. 300 m d'argile gypsifère très plastique (Keuper).
3. 70 m de calcaire (Muschelkalk).

Il est probable qu'on retrouve là-dessous une couche plastique de Röth gypsifère, qui, quoique non trouvée dans le terrain étudié, affleure plus au Sud (voy. Bibl. 3). Là-dessous enfin doit se trouver un sous-sol non-plastique (du Buntsandstein et des roches plus anciennes). Au cours de l'orogénie antétertiaire les couches rigides subirent des déformations indépendantes les unes des autres, de façon que le Jurassique et le Muschelkalk présentent chacun une tectonique nettement distincte, et que le Keuper se trouve violemment trituré entre les deux. Le

plissement disharmonique domine donc toute la tectonique du terrain. Elle est par conséquent plutôt chaotique, et, comme on ne sait encore presque rien de la structure des terrains limitrophes, il me paraît préférable de ne pas tenter une explication intégrale de la tectonique qui nous occupe, sur la seule base du terrain étudié. On peut cependant admettre comme certain que deux poussées se sont produites, l'une du N.E. ou du S.W., l'autre de l'Est ou de l'Ouest. La seconde est probablement postérieure à la première. Les faits suivants plaident en faveur de cette hypothèse:

1. Le rejet des failles d'orientation N.W.—S.E. le long de la grande faille transversale dans le Jurassique du N.W.,

2. La fin de la flexure près de (R-XV-0-0) contre la faille de l'Estopar orientée en sens N.W.—S.E.

Cependant, les failles normales entre les massifs secondaires du Jurassique du N.W. et la partie du Jurassique du S.W. située à l'Est et au S.E. des failles limites, manifestent que d'autres mouvements encore ont eu lieu.

Dans les profils, j'ai figuré les plaques de Muschelkalk éparses dans le Keuper comme des séries soulevées par ce dernier, et non pas comme des écailles, vu que dans ce cas la compression horizontale dans le Muschelkalk serait beaucoup plus grande que dans le Jurassique.

Le terrain étudié a encore subi des mouvements post-tertiaires, comme il appert du fait que le banc triparti se trouve à 1120 m dans le quadrilatère (R-XIV), à 1100 m dans le (M-XVII), et à 1260 m par contre dans le (G-XIV) et le (E-XVI).

Ces différences de niveau doivent avoir été occasionnées par des mouvements le long des failles orientées en sens N.W.—S.E., aux environs du quadrilatère (M-XV), étant donné que ces failles se continuent dans le Miocène. Mais ces failles s'étaient déjà produites au cours de la formation de la flexure, vu qu'elles ne dépassent pas la courbure des couches jurassiques. De ceci il s'ensuit que les lèvres du N.E. doivent s'être trouvées originellement au-dessus des lèvres du S.W., pour n'aboutir à un emplacement en-dessous de celles-ci que lors des mouvements post-tertiaires.

B. Tectonique de la région tertiaire.

Description.

Comme il a déjà été dit, la tectonique de la région tertiaire comprend en majeure partie des failles. On peut en distinguer deux systèmes: l'un orienté en sens allant de E.—W. à S.E.—N.W., et présentant surtout des failles, et l'autre de direction N.—S. à N.E.—S.W., montrant une prépondérance de flexures. Dans la plupart de ces flexures c'est l'étage 6 qui la présente seule, les étages inférieurs, eux, sont de nouveau fracturés, comme on peut le voir aisément dans les quadrilatères (O-VII) et (O-VIII). Les failles du premier système se poursuivent à travers tout le terrain. Ce sont les failles dites „longitudinales''. Celles du second système ne s'étendent que d'une faille longitudinale à l'autre, et ne sont donc que des failles dites „transversales''.

Les failles longitudinales suivantes purent être déterminées:

La faille *a*, s'étendant entre les pts. (O-VI-10-5) et (R-XII-0-10). Elle ne se distingue nettement qu'au pt. (O-IV-10-5) comme une fracture de l'étage 4, à part quoi elle n'est plus indiquée que par une flexure dans l'étage 6.

La faille *b*, allant du pt. (M-XIII-10-0) au pt. (D-II-18-0) en passant par le pt. (L-VIII-13-15). En ce dernier point elle change de direction.

La faille *c*, qui est une faille en escalier à 5 échelons distincts formés par les failles (en allant en sens N.—S.) c 1, du pt. (F-VI-0-2) au pt. (H-X-15-5); c 2, du pt. (E-VI-15-5) au pt. (K-XIV-13-5) en passant par le pt. (H-X-5-5), où elle change de direction; c 3, du pt. (C-III-15-10) au pt. (K-XIV-5-10) en passant par le pt. (G-IX-13-10), où elle change de direction; c 4, du pt. (G-XII-12-0) au pt. (H-XIV-10-10); c 5, du pt. (E-VI-10-0) au pt. (H-XV-7-0); et enfin, c. 6, du pt. (C-III-7-15) au pt. (G-XV-10-13), en passant par les pts. (C-VI-18-2) et (D-VI-3-5), entre lesquels elle présente une brisure. Seule la faille c 6 se présente sous la forme d'une flexure, même dans l'étage 2. Les failles c 2 à c 5 inclusivement, se trouvent toutes dans le prolongement de failles dans le Jurassique.

La faille *d*, qui est de nouveau une faille en escalier, à deux échelons distincts, formés par les failles d 1, du pt. (A-X-18-0) au pt. (B-XII-13-5), et d 2, du pt. (A-X-8-0) au pt. (C-XV-3-17).

Au N.E. de la faille *a* se trouve le fossé d'effondrement de Cañada, où le banc triparti se trouve partout au même niveau.

Entre les failles *a* et *b*, on trouve au S.E. le fossé d'effondrement de Pañuelo, et au N.W. le massif surélevé de Muela. Dans le fossé d'effondrement le banc triparti se trouve à un niveau inférieur à celui du banc dans la dépression de Cañada. Le fossé d'effondrement du Pañuelo est limité au S.E. par une flexure transversale presque parallèle à la lèvre médiane de la flexure du Jurassique. Elle correspond probablement à une série de failles dans le sous-sol, dont les failles au N.E. de l'Estopar peuvent être les avant-coureurs. On relève encore que dans le quadrilatère (O-XII) cette flexure s'est déplacée vers le N.W. Entre le massif surélevé et le fossé d'effondrement se trouve une seconde flexure transversale. Elle aussi a un parcours à peu près parallèle à la lèvre médiane du Jurassique. Comme il a déjà été dit, seul l'étage 6 présente la flexure, l'étage 4 est de nouveau fracturé. Dans le massif surélevé de Muela le banc triparti atteint son niveau le plus haut vers le bord S.E. Près du pt. (K-VI-18-0) une petite flexure fait s'abaisser le banc, et au pt. (H-III-10-0) se trouve une faille dans l'étage 2, faille qui correspond probablement aussi à une flexure dans l'étage 6, et qui cause un nouvel abaissement du banc.

Entre les failles *b* et *c* se trouve la dépression de Camarena, dans laquelle, à l'Ouest de Cascante, le banc triparti est presque partout au même niveau. Entre Cascante et la ligne (L-XII-0-0)—(M-XI-0-15) il y a une flexure qui fait remonter le banc triparti. On remarque que dans le quadrilatère (N-XII) cette flexure s'est déplacée vers le S.E. Dans les quadrilatères (L-X), (M-XI) et (M-XII) se trouve une petite

dépression secondaire où le banc triparti occupe un niveau inférieur à celui qu'il occupe, tant dans le fossé d'effondrement de Pañuelo que dans celui de Camarena. La cause en pourrait résider dans le fait que ces deux affaissements n'auraient pas eu lieu en même temps.

Entre les failles *c* et *d*, on trouve au S.E. le massif surélevé de Carrascal, au N.W. la dépression de Valbuena. Deux flexures transversales partagent le massif surélevé en un massif secondaire central et deux dépressions secondaires latérales. Ces flexures sont de nouveau parallèles à la lèvre médiane de la flexure du Jurassique qui les précède. Entre le massif surélevé et le fossé d'effondrement on trouve encore une troisième flexure toujours parallèle à la lèvre médiane de la flexure du Jurassique. Dans le massif surélevé de Carrascal, le banc triparti se trouve près de 120 m plus haut que dans celui de Muela, et dans la dépression de Valbuena de 140 m au-dessus de son niveau dans la dépression de Camarena.

Au S.W. de la faille *d* se trouvent au S.E., le massif surélevé de Villarejo, où le banc triparti se trouve à 50 m plus haut que dans celui de Carrascal, au N.W. la dépression de Juncal. Au S.E. le massif surélevé se trouve coupé par une faille transversale, qui se trouve dans l'exact prolongement de la flexure transversale du S.E. dans le massif de Carrascal. En progressant vers le N.W., le massif surélevé se transforme insensiblement en une dépression. On a ici comme qui dirait une flexure large à faible inclinaison, dont tous les étages s'infléchissent. Au pt. (A-XII-5-0) seulement le Tertiaire redevient horizontal, et la dépression proprement dite commence, pour être coupée au N.W. par une faille transversale.

Les failles en escalier enfin sont très intéressantes. Leurs divers gradins se confondant sur les bords entr'eux, ou avec les massifs entre lesquels la faille en escalier est située.

Dans la faille en escalier *c* on distingue cinq gradins. Entre les failles c 1 et c 2 se trouve le gradin c 1 qui se confond au S.E. de Cascante avec la dépression de Camarena, s'infléchit au N.W. au pt. (F-VI-0-0), pour se confondre ensuite de nouveau avec la dépression de Camarena. Cette flexure se trouve à peu près dans le prolongement de celle entre le massif surélevé de Carrascal et la dépression de Valbuena. Entre les failles c 2 et c 3 se trouve le gradin c 2, qui est déjà distinct dans les assises mésozoïques, et qui s'infléchit au N.W. à peu près au même endroit que le gradin c 1, pour se confondre ensuite également avec la dépression de Camarena. Dans le quadrilatère (K-XVI) le gradin c 3, entre les failles c 3 et c 4, fait encore partie du massif surélevé de Carrascal (c'est à dire plutôt du prolongement de ce massif dans les assises mésozoïques). Au pt. (K-XV-15-18) il commence à s'infléchir, et au N.E. il est coupé par la faille c 3. Le gradin c 4, entre les failles c 4 et c 5, se présente dans la région mésozoïque de la même façon que le gradin c 3, à cette différence près que sa flexure initiale se trouve un petit peu plus au N.W., au pt. (H-XV-10-10). Il présente une seconde flexure au pt. (G-XII-5-0), après quoi il se confond avec le gradin c 3. Au S.E. le gradin c 5 commence de la même manière que les gradins c 3 et c 4, mais la

flexure initiale s'y trouve encore plus au N.W. On peut le suivre à travers toute la région comme un gradin distinct. Au pt. (D-VI-10-10) il présente une seconde flexure qui se trouve de nouveau dans le prolongement de la flexure entre le massif surélevé de Carrascal et la dépression de Valbuena.

Dans la faille en escalier *d* on distingue un seul gradin, coupé au N.W. par la même faille qui termine la dépression de Juncal, et qui après une flexure, se confond au S.E. avec le massif surélevé de Carrascal.

En relevant la structure du banc triparti je fus considérablement gêné par les phénomènes d'affaissement très accentués dans le Tertiaire. L'érosion détruisant fréquemment les étages 3, 4 et 5, l'étage 6, resté intact, s'affaise sur l'étage 2. Ce phénomène est très accusé dans les quadrilatères (E-VII) à (E-X). Dans le quadrilatère (E-VII) l'étage 6 repose même directement sur l'étage 2.

Discussion des structures.

Il faut remarquer la frappante identité de direction des failles dans le Tertiaire et des structures antétertiaires. Les petites failles de la faille en escalier C constituent même le prolongement de failles antétertiaires. Ceci nous mènerait à supposer que les mouvements post-tertiaires ne se sont produits que le long de failles originaires d'avant le Tertiaire.

Un autre symptôme caractéristique est le rejet de la flexure-limite du S.E. des fossés d'effondrement de Pañuelo et de Camarena. Là où le Tertiaire surmonte du Muschelkalk ou des ophites, ces flexures sont rejetées vers le N.W. Ceci est probablement une conséquence du fait que le Tertiaire, là où il se trouvait sur du Keuper plastique, a été entraîné par l'affaisement sur une plus grande distance.

L'orogénie postmiocène ne présente pas de tendance nettement accusée. Avec un peu de bonne volonté on peut y voir les deux tendances suivantes: 1. Un relèvement de la partie S.W. par rapport à celle du N.E., puisque le massif surélevé de Villarejo se trouve à une altitude supérieure à celle du massif surélevé de Carrascal, qui, lui, est situé plus haut que le massif surélevé de Muela; la dépression de Valbuena est à un niveau plus haut que celle de Camarena. 2. Un affaissement des massifs très élevés avant le Miocène, puisque la dépression du Pañuelo se trouve exactement dans la région des massifs III et IV du sous-sol, qui avant le Miocène, formaient un massif surélevé.

IV. GEOLOGIE HISTORIQUE.

Le terrain étudié est trop restreint pour permettre de tirer des conclusions sur son histoire. Ceci est d'autant plus vrai pour l'ère mésozoïque, puisque le terrain étudié n'y constitute qu'une minime partie du bassin de sédimentation. Les assises tertiaires par contre se prêtent mieux à quelques considérations, car le terrain étudié s'étend approximativement du bord Est au bord Ouest du bassin de sédimentation de cette époque.

L'historique du terrain pourrait donc avoir été comme suit:

L'ère mésozoïque.

Durant la sédimentation du Muschelkalk inférieur, le terrain était recouvert d'une mer assez peu profonde, parfois même si peu profonde que l'aspect du fond en subit l'influence des vagues. Les „ripple marks'' en font foi. Les régions émergées étaient ou très éloignées ou très basses, ce qui expliquerait l'absence de matériaux argileux. Pendant la sédimentation du Muschelkalk supérieur les terres remontèrent légèrement, ou bien les eaux se retirèrent un peu, ce qui causa la présence de davantage de matières argileuses.

Durant la sédimentation du Keuper inférieur la situation ne changea guère, mais le bassin alla se fermant, de manière à former une mer intérieure, cette hypothèse se basant sur la présence de couches de gypse dans cet étage. Le climat durant cette époque était chaud et sec. La couche rouge, qui est la troisième du Keuper, indique, me semble-t-il, un dessèchement du bassin, les sédiments rouges ne pouvant se former, comme il a été démontré par TWENNHOFEL, que lorqu'il ne s'y dépose que peu ou pas de matières organiques. Ceci n'est possible que lorsque la sédimentation est très rapide ou lorsqu'elle a lieu dans un entourage contenant très peu de matériaux organiques, comme des lacs salés ou des plaines désertes. Les meilleures conditions de formation de ces couches se rencontre dans les deltas de rivières et dans leurs dépots alluviaux secs, mais sous la reserve que le climat ne soit pas trop humide. Dans le cas qui nous occupe cette dernière possibilité n'est pas exclue. Les minces bancs calcaires au bas de l'assise 4 indiquent une nouvelle transgression de la mer, après laquelle un nouveau bassin fermé s'est formé. Mais dans ce bassin-ci il y eut un apport plus considérable d'argile que lors de la sédimentation de l'assise 2, comme nous l'apprend le faciès argileux dans le N.E. du terrain étudié. Cela peut encore tenir à deux causes, à savoir: que la région d'où provenait le sédiment se soit trouvée à une altitude plus élevée qu'à l'époque de l'assise 2, ou que la région d'où provenait le sédiment se soit trouvée plus rapprochée que lors de l'assise 2. Cette région s'est manifestement

trouvée au N.E. Durant la sédimentation de l'assise 4 le bassin était de nouveau presque complètement à sec.

L'époque des Carñiolas commença par une transgression temporaire de la mer, durant laquelle les couches 1 et 2*a* furent déposées. Toute la région resta ensuite pendant quelque temps au-dessus du niveau de la mer, période pendant laquelle les argiles rouges de la couche 2*b* se formèrent. Vint ensuite un fort abaissement de la région qui fut alors définitivement submergée. Lors de la sédimentation de la couche 3 des Carñiolas, cette mer était assez profonde et éloignée de la terre ferme. A l'époque des Carñiolas supérieurs la mer devint de nouveau moins profonde, comme les „ripple marks'' de la couche 4 en témoignent.

La mer resta peu profonde durant la sédimentation charmouthienne (les „ripple marks'' et les bancs de débris de coquillages) : parfois même le fond revenait à la surface, comme le prouvent les fentes de contraction. Et pourtant on ne trouve dans cet étage presque point de couches argileuses. Cela pourrait s'expliquer par le fait que les régions d'où provenait les sédiments étaient devenues presque complètement des pénéplaines.

Le Toarcien vit apparaître des volcans dans le terrain étudié.

Au commencement du Dogger, l'érosion les avait déjà complètement rasés en toute la région était encore recouverte d'une mer peu profonde. Celle-ci avait gagné en profondeur lors de la sédimentation du Bathonien, du Bajocien, et probablement aussi du Callovien. Le peu d'épaisseur de ce dernier étage doit être attribué au très faible affaissement du fond de la mer au cours de cette époque. Cette même cause explique l'absence de l'Oxfordien inférieur.

Durant la sédimentation de l'Oxfordien moyen le fond de la mer commença de nouveau à s'abaisser, et les bancs à *Spongiaires* commencèrent à se former. L'abaissement s'accéléra durant l'Oxfordien supérieur, ce que nous concluons de l'épaisse zône à *Ringstaedia anglica*. Au cours de la sédimentation du Kimméridgien l'affaissement se ralentit et les récifs coralligènes se formèrent.

Sur la fin de la période jurassique le fond de la mer subit des mouvements assez violents, ce qui fit transporter le terrain étudié à proximité de terres fermes sujettes à de fortes érosions. Celles-ci occasionnèrent la sédimentation de couches de sable.

De toute l'époque qui s'est écoulée entre le Jurassique supérieur et le Miocène on ne peut dire que cette seule chose : qu'il y a eu de forts mouvements orogéniques.

L'époque du Miocène.

Durant cette époque, la partie Est de notre terrain formait une crête de hauteur variable, mais continuellement sujette à érosion, la partie Ouest constituait un bassin dans lequel ces matières d'érosion étaient rassemblées. Au delà de la limite Ouest il se trouvait une autre crête qui fournit du sédiment.

Durant la sédimentation de l'assise 1 les régions productrices des matières sédimentaires présentaient un relief très accidenté, ainsi que nous le trahit l'abondance des conglomérats. Le climat était très chaud

avec une alternance de saisons sèches et humides, car sans cela il n'y eut pu se former des produits d'érosion rouges. Pendant cette période le bassin était une plaine à sédimentation fluviatile, comme nous pouvons le voir d'après la stratification très irrégulière de cet étage.

Il se peut que durant la sédimentation de l'assise 2 le même climat ait encore dominé, mais le fait que les régions d'origine du sédiment étaient devenues presque des pénéplaines explique la faible quantité d'argile comme l'absence des conglomérats et des grès dans cette assise. Durant cette période le bassin était submergé et formait un lac d'eau douce, comme il appert des calcaires à tiges et sporanges de *Chara*.

Pendant la sédimentation de l'assise 3 le climat devint plus sec, sans quoi cet assise ne présenterait pas une si grande abondance de gypse. Elle contient néanmoins davantage d'argile que la précédente. Les régions d'origine du sédiment étaient donc de nouveau davantage érodées, ce qui s'explique par le fait qu'elles étaient exhaussées au commencement de la formation de cet étage. Le bassin n'était immergé qu'en partie. Sur les bords se trouvèrent des plateaux assez larges, recouverts de dépôts de „piedmont'', comme nous pouvons le constater par la présence dans cet étage de faciès marginaux larges et irrégulièrement stratifiés.

Le climat ne changea guère de l'assise 3 à l'assise 4; peut-être était-il encore un peu plus sec vu qu'on trouve encore davantage de gypse dans cette assise 4. Les régions d'origine du sédiment étaient de nouveau complètement nivelées, le transport de limon était donc minime, et, par conséquent, on ne trouve point de couches argileuses dans cette assise.

La sédimentation de l'assise 5 se fit sous un climat plus humide, nous trouvons donc peu de gypse. L'augmentation de l'argile indique un nouveau rehaussement des régions d'origine du sédiment, rehaussement causé par les mouvements qui s'étaient faits entre les sédimentations des assises 4 et 5. Tout comme lors de la formation de l'assise 3, le bassin était partiellement immergé, mais les plateaux côtiers étaient plus étroits, et l'eau du lac était douce, comme le prouvent les *Gastéropodes* d'eau douce que contiennent les calcaires du centre. Il est probable que la vallée du Camarena existait déjà et que la rivière qui y coulait avait alors son delta près du Carrasquilla actuel. Le barranco del Horcajo, lui aussi, existait peut-être déjà à cette époque.

La sédimentation des assises 6 et 7 eut lieu sous un climat probablement encore un peu plus humide. Les régions d'origine du sédiment y furent encore une fois nivelées, et la teneur en matières argileuses diminue donc proportionnellement dans les assises 6 A et 6 B, pour être complètement nulle dans les assises 6 C et 7. Durant la sédimentation de l'assise 6 le bassin était de nouveau complètement rempli par un lac d'eau douce (témoins les calcaires contenant des *Gastéropodes* d'eau douce), qui, vers l'époque de la sédimentation de l'assise 6 C, inonda même une grande partie des vallées fluviales dans la crête Est. Durant la sédimentation des assises 6 A et 6 B, la région qui environne le sommet

1072 se vit plus ou moins separée du reste du lac par les prolongements des plaques de Muschelkalk de l'Estopar et de Valacloche, et par conséquent il n'y put pas pénétrer beaucoup de limon.

Au commencement de la formation de l'assise 7 le fond émergea de nouveau par grands plateaux, et au cours de cette sédimentation deux petits lacs se formèrent, l'un dans le district de Valbuena et l'autre dans celui de Pañuelo. Le fossé d'effondrement de Camarena les reliait probablement.

Par suite des mouvements postmiocènes, les régions d'origine du sédiment étaient de nouveau très élevées durant la sédimentation de l'assise 8. Le bassin constituait de nouveau une plaine d'alluvion (des sables rouges irrégulièrement stratifiés, des conglomérats et des argiles).

Les cycles de sédimentation dans le Miocène ont peut-être été les produits de changements climatiques périodiques. Comme preuves nous citons surtout les cycles de la partie inférieure de l'assise 4, où nous voyons alterner 2 m de gypse en couches très minces, avec 2 m de marnes bitumineuses gypsifères. Il n'en est pas moins curieux de trouver dans uns même couche du gypse et des *Gastéropodes* d'eau douce, comme dans la couche 4 A, ou des calcaires d'eau douce vers le centre du bassin, et du gypse marneux vers les bords, comme dans les couches 4 B, 5 B et 6 A.

V. MINERAIS.

A part la bande d'oolithes ferrugineuses déjà mentionnées dans le Callovien, on trouve près du pt. (H-XV-13-13), dans le Dogger trois petits filons de Psilomélane, de même qu'un mince dépôt de ce minéral entre les calcaires des Carñiolas près de (K-XV-15-15). En ces deux localités on a manifestement affaire à des infiltrations le long de plans de faille.

VI. BIBLIOGRAPHIE.

1. W. J. Arkell. The Jurassic system in Great-Britain. Oxford 1933.
2. J. Barrell. Rhytms and measurements of geologic time. Bulletin of the geologic society of America, vol. 28, p. 745—904, 1917.
3. R. Brinkmann. Beticum und Keltibericum in Sudost Spanien. Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Math. phys. Klasse, III Folge, Heft 1, p. 1—108, 7 pl., 1931.
4. S. S. Buckmann. A monograph of the ammonites of the Inferior Oolithe series, vol. I & suppl., 1887—1907.
5. S. S. Buckmann. Type ammonites (and Yorkshire type ammonites), vol. I—VII, 1909—1930.
6. P. Choffat. Description de la faune Jurassique de Portugal, classe des Céphalopodes, lière ser., Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras. Direction des traveaux géologiques du Portugal, 1893.
7. Th. Davidson. A monograph of the British fossil Brachiopoda: vol. I pt. 3, Oolithic and Liassic Brachiopoda, 1851—1853; vol. IV pt. 2, Supplement to Jurassic and Triassic species, 1876—1878; vol. V pt. 3, Appendix to supplements etc., 1884.
8. A. Dereims. Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon. Thèse de doctorat, Paris 1889.
9. E. E. Deslongchamps. Paléontologie française, terrain Jurassique, Brachiopodes Jurassiques, Paris 1862—1865.
10. P. Dorn. Die Ammonitenfauna des untersten Malm der Frankenalb. Palaeontolografica Bnd. 73, p. 107—172, pl. XV—XXX, 1930; Bnd. 74, p. 1—92, pl. I—XX, 1931.
11. J. E. Eaton. The bi-passing and discontinuous deposition of sedimentary materials. Bulletin of the American association of petroleum geologists, vol. 13, p. 713—761, 1929.
12. Gemmelaro. Studii paleontologiche sulla fauna del calcare a Terebratula janitor del Nord di Sicilia. Giornale di scienze naturale ed economiche di Palermo, 1869.
13. E. Gerber. Beiträge zur Kenntnis der Gattungen Ceromya und Ceromyopsis. Mémoires de la société paléontologique de Suisse, vol. 43, 1918.
14. M. Ginoux. Géologie stratigraphique. Paris 1926.
15. C. Hahne. Das Keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca-Teruel-Alfambra. Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, math. phys. Klasse, neue Folge Bnd. XIV, Heft 3, p. 5—46, 1 pl., 1930.
16. E. Haug. Traité de géologie. Paris 1907—1922.
17. E. Kaiser. Lehrbuch der Geologie, Bnd. III & IV: Geologische Formationskunde, Stuttgart 1923.
18. P. de Loriol & E. Pellat. Monographie géologique et paléontologique des étages supérieures de la formation Jurassique de Boulogne sur mer. Mémoires de physique et d'histoire naturelle de Genève, vol. XXIII, 2, p. 253—408; vol. XXIV, p. 1—326, 26 pl., 1873—1875.
19. Mapa geológico de España escala 1: 50 000 no. 22 Hoja y memoria 576, Teruel. Madrid 1931.

20. C. MOESCH. Monografie der Pholadomyen. Mémoires de la société paléontologique de Suisse, vol. I, 1874; vol. II, 1875, 40 pl.

21. W. QUENSTEDT. Petrefacten Deutschlands: Die Brachiopoden. Tübingen 1868—1878.

22. W. QUENSTEDT. Die Ammoniten der schwabischen Jura. Stuttgart 1885—1888.

23. G. RICHTER & R. TEICHMÜLLER. Die Entwicklung der keltiberischen Ketten. Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, math. phys. Klasse, III Folge, Heft 7, p. 1—118, 3 pl., 1933.

24. L. ROLLIER. Synopsis des Spirobranches jurassiques celto-souabes. Mémoires de la société paléontologique de Suisse, vol. 41—44, 1915—1919.

25. F. ROMAN. Fauna caloviense del mineral de hierro de Sarrion. Trabajos del museo nacional de ciencias naturales, ser. geol. no. 23, p. 5—25, 2 pl., 1923.

26. J. ROYO Y GOMEZ. El Mioceno continental ibérico y su fauna malacólogica. Comisión de investigaciones paleontológicas y prehistóricas, mem. no. 30, 216 p., 4 pl., 1922.

27. H. SALFELD. Die Gliederung des oberen Jura in N. W. Europa von den Schichten mit Perisphinctes martelli Opp. aufwärts auf Grund von Ammoniten. Neues Jahrbuch für Geologie, Mineralogie und Paläontologie, Beil. Bnd. XXVII, p. 125—245, 2 tab., 1914.

28. G. STAESCHE. Die Pectiniden der schwabischen Jura. Geologische und Paläontologische Abhandlungen, neue Folge, Bnd. 15.

29. W. H. TWENNHOFEL. Treatise on sedimentation, 2nd ed. London 1932.

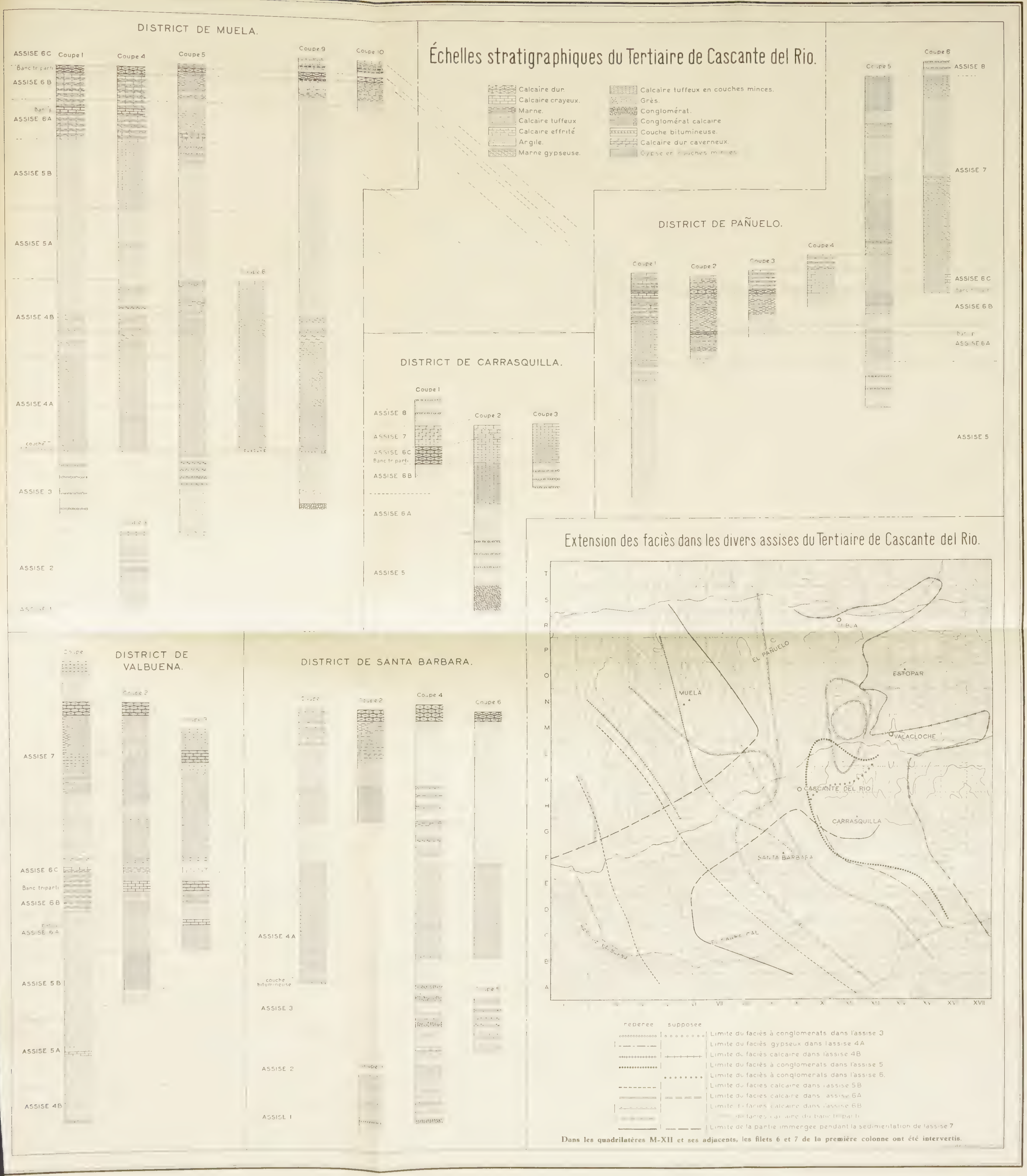
30. K. WEISERT. Stephanoceras im schwabischen braunen Jura δ. Paläontolografica Bnd. 76, p. 121—191, 4 pl., 1932.

31. L. WEGELE. Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. Paläontolografica Bnd. 71, p. 117—210, pl. XXV—XXVIII, 1 tab., 1929; Bnd. 72, p. 1—94, pl. I—XI, 1929.

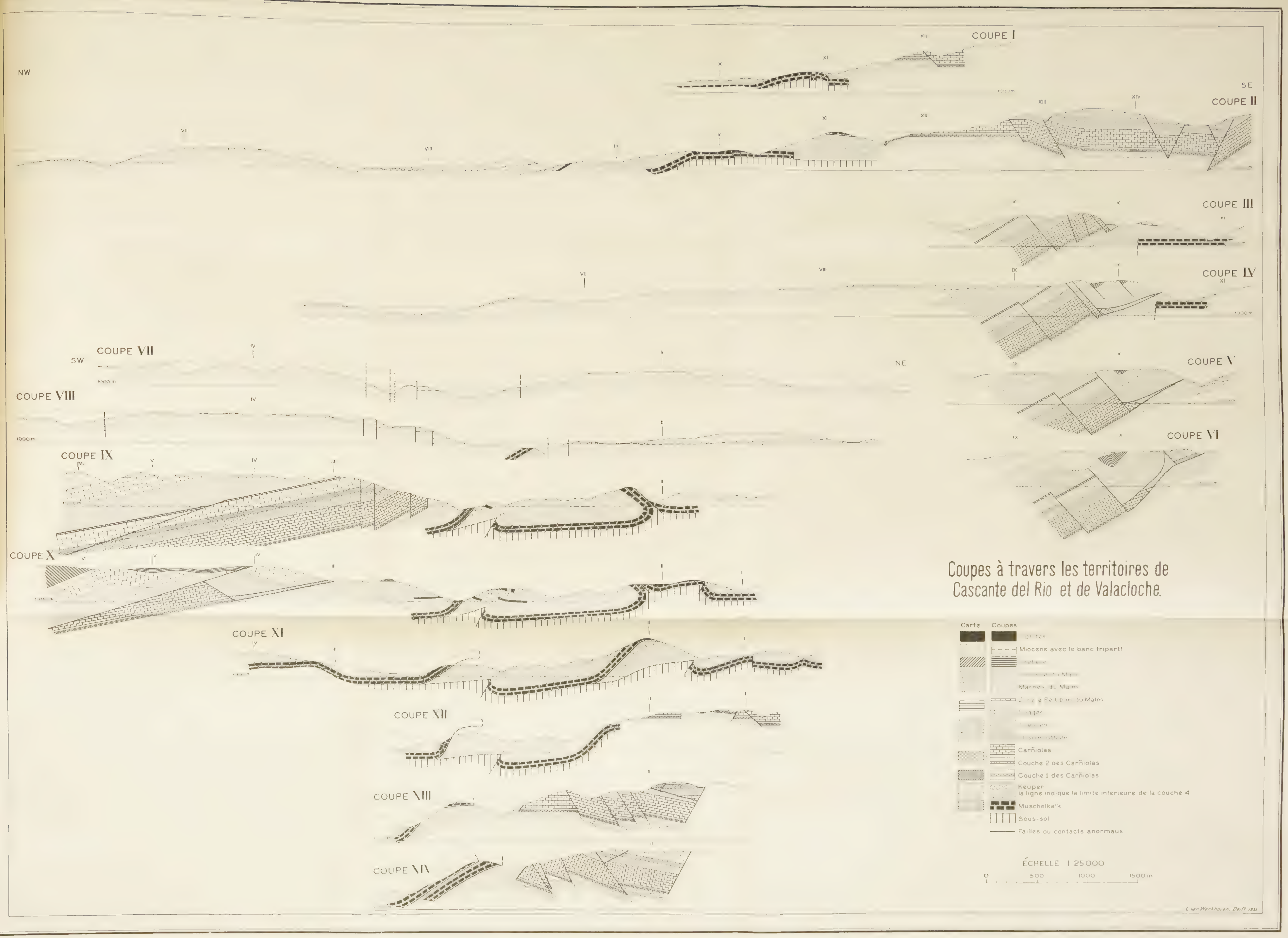
32. W. WETZEL. Faunistische und stratigraphische Untersuchungen der Parkinsonienschichten des teutoburgen Waldes bei Bielefeld. Paläontolografica Bnd. 58, p. 139—278, 10 pl., 1911.

33. A. WURM. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Bnd. 63, p. 38—169, 3 pl., 1911.

34. A. WURM. Beiträge zur Kenntnis der iberischen-balearischen Triasprovinz. Verhandlungen des heidelbergischen naturhistorischen und medizinischen Vereins, neue Folge, Bnd. XII, p. 478—549, 2 pl.


Échelles stratigraphiques du Tertiaire de Cascante del Rio.
Calcaire dur.
Calcaire crayeux.
Marne.
Calcaire tuffeux
Calcaire effrité.
Argile.
Marne gypseuse.
Calcaire tuffeux en couches minces.
Grès.
Conglomérat.
Conglomérat calcaire.
Couche bitumineuse.
Calcaire dur caverneux.
DISTRICT DE MUELA.
Coupe 1
Coupe 4
Coupe 5
Coupe 9
Coupe 10
ASSISE 6C
ASSISE 6 B
ASSISE 6A
ASSISE 5 B
ASSISE 5 A
ASSISE 4 B
ASSISE 4 A
ASSISE 3
ASSISE 2
DISTRICT DE PAÑUELO.
Coupe 1
Coupe 2
Coupe 3
Coupe 4
Coupe 5
Coupe 6
ASSISE 8
ASSISE 7
ASSISE 6 C
ASSISE 6 B
ASSISE 6A
ASSISE 5
DISTRICT DE CARRASQUILLA.
Coupe 1
Coupe 2
Coupe 3
ASSISE 8
ASSISE 7
ASSISE 6C
Banc tripart.
ASSISE 6 B
ASSISE 6 A
ASSISE 5
DISTRICT DE VALBUENA.
Coupe 2
ASSISE 7
ASSISE 6C
Banc triparti
ASSISE 6B
ASSISE 6A
ASSISE 5 B
ASSISE 5 A
ASSISE 4B
DISTRICT DE SANTA BARBARA.
Coupe 4
Coupe 6
ASSISE 4 A
couche bitumineuse
ASSISE 3
ASSISE 2
ASSISE 1
Extension des faciès dans les divers assises du Tertiaire de Cascante del Rio.
EL PAÑUELO
MUELA
ESTOPAR
VALACLOCHE
CASCANTE DEL RIO
CARRASQUILLA
SANTA BARBARA
reperee
supposee
Limite du faciès à conglomerats dans l'assise 3
Limite du faciès gypseux dans lassise 4A
Limite du faciès calcaire dans lassise 4B
Limite du faciès à conglomerats dans l'assise 5
Limite du faciès à conglomerats dans l'assise 6.
Limite du facies calcaire dans lassise 5B
Limite du facies calcaire dans assise 6A
Limite de la partie immergee pendant la sedimentation de lassise 7
Dans les quadrilatères M-XII et ses adjacents, les filets 6 et 7 de la première colonne ont été intervertis.

Carte géologique de
Cascante del Rio et de Valacloche.
Alluvion
Manteau détritique
Ophites
Miocene
Cretacé
Calcaire du Malm supérieur
Marnes du Malm
Dogger avec la zone à Pelt bim du Malm
Toarcien
Charmouthien
Muschelkalk
Direction et plongement des couches
Couches horizontales
Couches verticales
Point culminant
Point de triangulation
Courbes d'altitude indiquant une différence de 20m
de 100m
Limites des formations geologiques
Failles ou contacts anormaux observés
supposes
Courbes d'altitude du banc triparti dans le Miocène indiquant une difference de 10 m
Courbes d'altitude du banc triparti dans le Miocene indiquant une difference de 50 m
Altitude observee du banc triparti
inferee
Localité de fossiles
Coupes
Affaissements en masse
ÉCHELLE 1:25000
500
1000
1500 m
CERRO DE LA ATALAYA
ARTIGAS
ALTO DE LA MOLINA
LAS SALVARIZAS
CUBLA
El Pañuelo
ESTOPAR
MUELA
VALACLOCHE
Masia de Navarrete
CASCANTE DEL RIO
CARRASQUILLA
SANTA BARBARA
R. Camarena


COUPE I
NW
SE
COUPE II
COUPE III
COUPE IV
SW
COUPE VII
NE
COUPE V
COUPE VIII
COUPE VI
COUPE IX
COUPE X
COUPE XI
COUPE XII
COUPE XIII
COUPE XIV
Coupes à travers les territoires de
Cascante del Rio et de Valacloche.
Carte
Coupes
Miocene avec le banc tripartl
Marnes du Malm
Carñiolas
Couche 2 des Carñiolas
Couche 1 des Carñiolas
Keuper
la ligne indique la limite inferieure de la couche 4
Muschelkalk
Sous-sol
Failles ou contacts anormaux
ÉCHELLE 1 25000
0
500
1000
1500m

A MONOGRAPH ON THE ORBITOIDIDAE, OCCURRING IN THE TERTIARY OF AMERICA

compiled in connection with an examination of a collection of Larger Foraminifera from Trinidad,

by

WILHELMINA A. E. VAN DE GEYN AND I. M. VAN DER VLERK.

CONTENTS.

		pag.
I.	Introduction	221
II.	Alphabetical list of the species of Lepidocyclina and Orbitoina, occurring in the Tertiairy of America, with literature and localities	228
III.	Key for determination of the subgenera and species of Lepidocyclina s.l. in America	249
IV.	Key for determination of the subgenera and species of Orbitoina in America	255
V.	The samples from Trinidad	261

I. Introduction.

Some years ago we received a collection of foraminifera-bearing samples from Dr. H. K. KUGLER and Dr. E. LEHNER for examination, in sequence to the collection of larger foraminifera already examined from Central Falcon (Venezuela). (See NETTIE E. GORTER and I. M. VAN DER VLERK, L. G. M., Dl. IV, afl. 2, 1932, p. 94—122).

The material from Trinidad is very rich in representatives of the *Orbitoididae* family. On a closer study of the different genera of this family, for which the large collection of Indian and European *Orbitoididae* in the National Geological Museum in Leiden provided ample material, we observed that for the determination of genus the interlocular canalsystem is the most important feature. In the *Orbitoididae* the plasma is conveyed through the equatorial plane by means of canals and stolons. The first complete description of this was given by H. J. CARTER in the Annals of Nat. Hist., 3rd series, vol. VIII, p. 449—453. In this article he remarks that in *Orbitoides* there are

always four stolons to each chamber, while in infiltrated specimens of *Orbitolites (= Lepidocyclina) mantelli*, he sometimes found ever 6. C. W. GÜMBEL, Abh. k. bayer. Ak. W., II, CI, X, Bd. II, 1868, p. 673, pointed out that these stolons formed a system, which he calls an interlocular canalsystem in analogy to the „interseptal canalsystem'' which runs through the septa of the chambers in most foraminifera, but which is absent in the *Orbitoididae*. To avoid confusion with this interseptal canalsystem which in the literature is called simply canalsystem, we thought it better to use the expression „stolonsystem'' here. It now appears that this system differs in different groups of *Orbitoididae*. For the sake of brevity however we will here confine ourselves to the groups connected with the genera to be dealt with in this monograph.

The first of these is a large group in which each chamber in the equatorial plane is connected to the neighbouring chambers by **four stolons**. The form and arrangement of the equatorial chambers is characteristic, it is usually arcuate, ogival or lozengeshaped, the chambers may be open, flattened or elongated (see H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. Géol. de France, Nouvelle Série, T. 1, 1924, Mém. No. 2, p. 10). The chambers in one concentric ring scarcely touch one another, they are arranged alternately and the whole presents the appearance of a fan. This type is found in the following genera, described in J. A. CUSHMAN's „Foraminifera'', by T. W. VAUGHAN.

1. Genus *Orbitoides* D'ORBIGNY, 1847. (We are of opinion that *Simplorbites* DE GREGORIO, 1882, displays a gigantesque embryonic apparatus, as H. DOUVILLÉ has remarked in Bull. Soc. Géol. de France, Sér. 4, vol. 20, 1921, p. 217. In our opinion this form also belongs to the genus *Orbitoides*).
2. Genus *Lepidorbitoides* A. SILVESTRI, 1907. (*Orbitocyclina* VAUGHAN, 1929 is synonymous. See M. G. RUTTEN, Proc. Kon. Ac. Wet. Amsterdam, Vol. XXXVIII, no. 2, 1935, p. 186. *Asterorbis* VAUGHAN et COLE, 1932 should be included in *Lepidorbitoides*.)
3. Genus *Lepidocyclina (pro parte)* [1]) : namely those forms with hitherto have been described as: *Lepidocyclina (Pliolepidina)* [1]) sp., *Lepidocyclina (Polylepidina)* [1]) sp. and the eocene species of *Lepidocyclina s.st.)* [1]) sp.

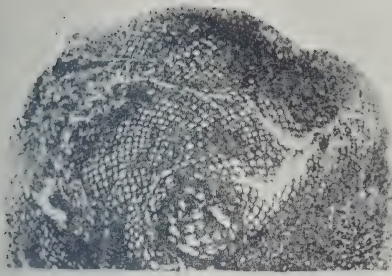
As the accompanying photos show, these have equatorial chambers of the lozengeshaped type and are arranged in a fan shape.

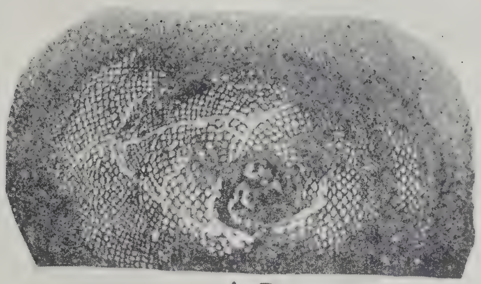
fig. A 1 et 2. Equatorial plane of *Orbitoides* sp. After H. DOUVILLÉ, 1902, 8 ×.

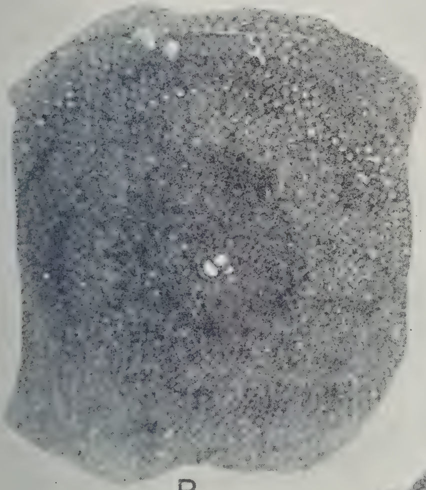
fig. B. „ „ „ *Lepidorbitoides* sp. Coll. Geol. Mus. Leiden, 18 ×.

fig. C 1 et 2. „ „ „ *Lepidocyclina (Lepidocyclina) trinitatis* H. DOUV. [2]) Coll. Geol. Mus. Leiden, 20 ×.

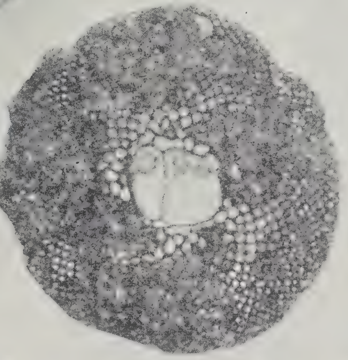
[1]) New names: Orbitoina, Pliorbitoina. Polyorbitoina. Isorbitoina. See p. 227.
[2]) New name: Orbitoina (Isorbitoina) trinitatis (H. Douv.). See p. 227.

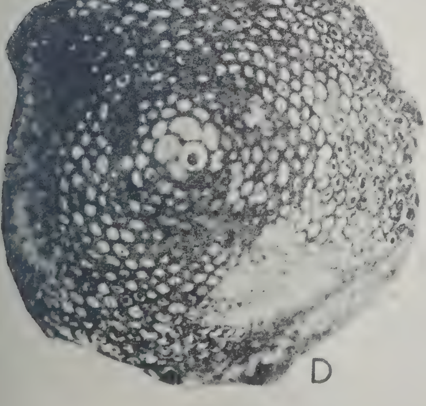

A1


A2

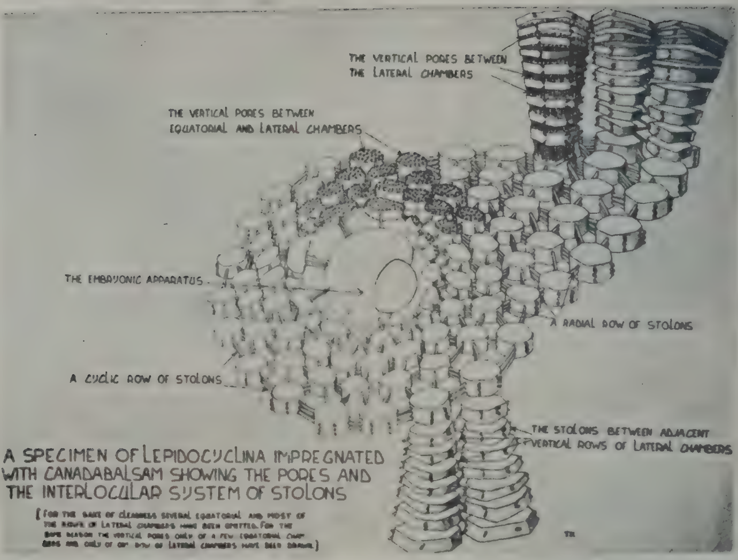

B

C1

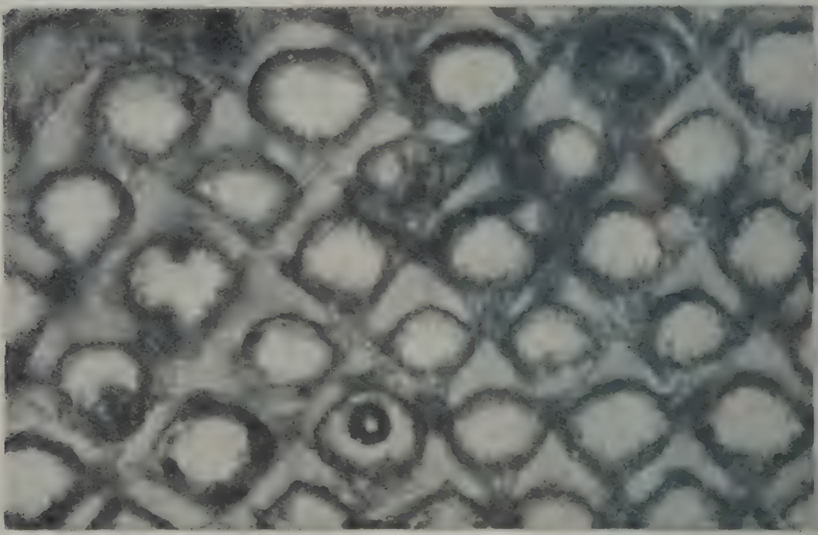

C2


D

E

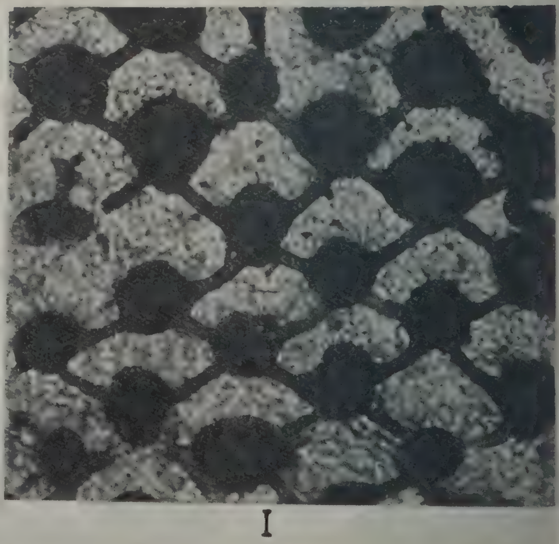

THE VERTICAL PORES BETWEEN
THE LATERAL CHAMBERS
THE VERTICAL PORES BETWEEN
EQUATORIAL AND LATERAL CHAMBERS
THE EMBRYONIC APPARATUS
A RADIAL ROW OF STOLONS
A CYCLIC ROW OF STOLONS
THE STOLONS BETWEEN ADJACENT
VERTICAL ROWS OF LATERAL CHAMBERS
A SPECIMEN OF LEPIDOCYCLINA IMPREGNATED
WITH CANADABALSAM SHOWING THE PORES AND
THE INTERLOCULAR SYSTEM OF STOLONS

F



G

H



I

fig. D. Equatorial plane of *Lepidocyclina (Polylepidina) proteiformis* VAUGHAN[1]). After W. S. COLE, 1929, 24 ×.
fig. E. „ „ „ *Lepidocyclina (Pliolepidina) tobleri* H. DOUV.[2]) Coll. Geol. Mus. Leiden, 20 ×.

On the photos of the canada balsam preparations it can be seen that the chambers are connected to one another by four stolons.

fig. F. Schematic drawing, constructed from canada balsam preparations, to demonstrate the stolon system.
fig. G. A part of a horizontal section through the equatorial plane of *Orbitoides faujasi* DEFR. (Senonian of S. Limburg, Holland). Coll. Geol. Mus. Leiden. 200 × Can. balsamprep.
fig. H. A part of a horizontal section through the equatorial plane of *Lepidorbitoides* sp. (Cretaceous, Tampico, Mexico). Coll. Geol. Mus. Leiden. 200 × Can. balsamprep.
fig. I. A part of a horizontal section through the equatorial plane of *Lepidocyclina (Lepidocyclina) trinitatis* H. DOUV.[3]) (Eocene, Central Falcon, Venezuela). Coll. Geol. Mus. Leiden. 200 × Can. balsamprep.

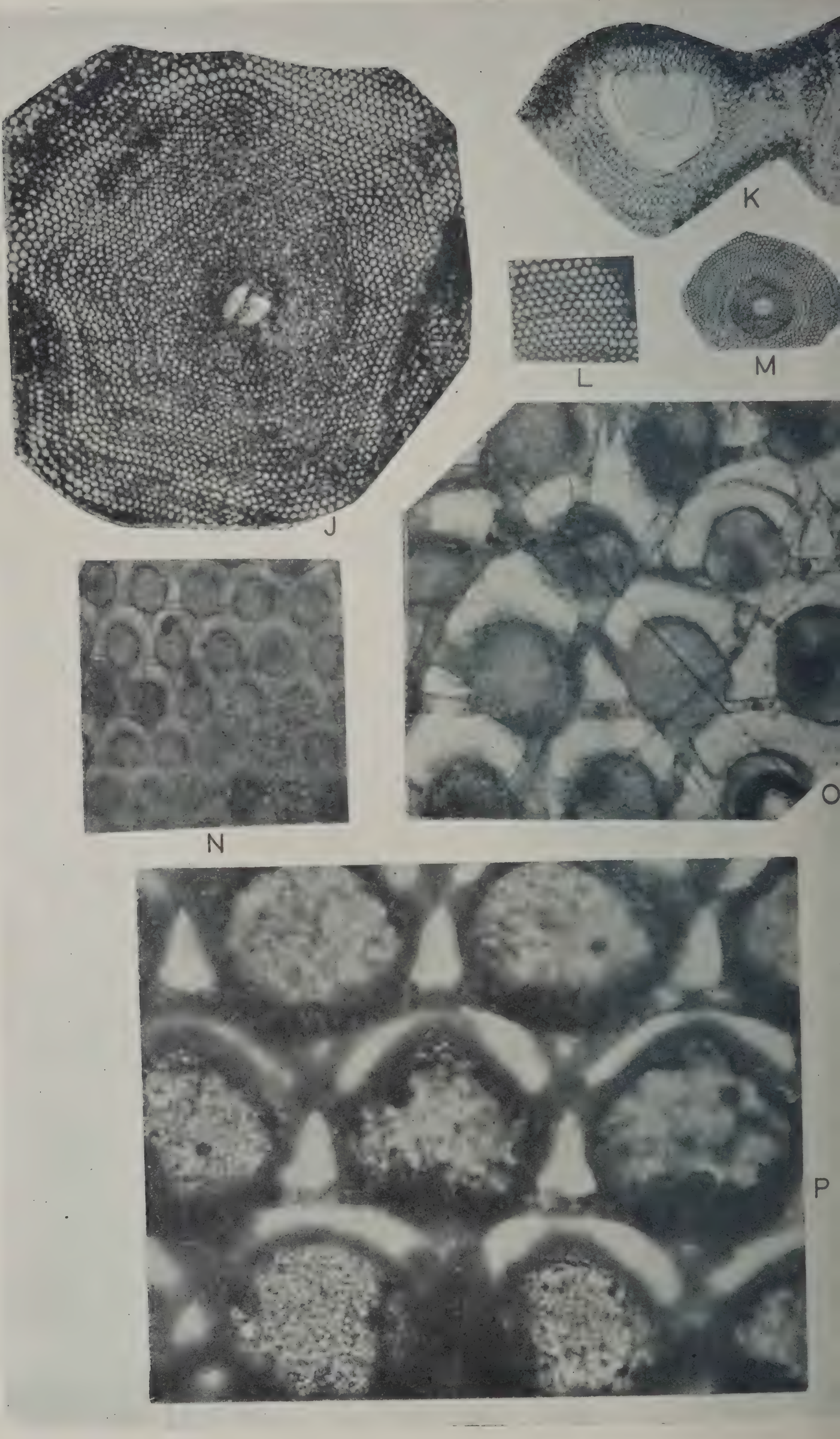
A second group of *Orbitoididae* shows an equatorial section in which the chambers are connected by six stolons. Their form is spatulate or hexagonal (sometimes flattened, open or elongated) (See H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. Géol. de France, Nouvelle Série, T. 1, 1924, Mém. No. 2, p. 10). The chambers are usually arranged in concentric rings.

This type of equatorial chambers occurs in the Oligocene and Miocene Lepidocyclinae. The one and the other can be clearly seen in the photos.

fig. J. Equatorial plane of *Lepidocyclina* (*Lepidocyclina* s.str.) *falconensis* GORTER et VAN DER VLERK. After GORTER et VAN DER VLERK. 16 ×.
fig. K. Equatorial plane of *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa* CUSHMAN. After GORTER et VAN DER VLERK. 8 ×.
fig. L. Equatorial plane of *Lepidocyclina (Nephrolepidina) fragilis* CUSHMAN. After VAUGHAN, 1933. 10 ×.
fig. M. Equatorial plane of *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* LEM. et DOUV. After VAUGHAN, 1933. 10 ×.
fig. N. A part of a horizontal section through the equatorial plane of *Lepidocyclina (Nephrolepidina) angulosa* PROVALE. Coll. Geol. Mus. Leiden. 200 ×.
fig. O. Idem. 433 ×.
fig. P. A part of a horizontal section through the equatorial plane of *Lepidocyclina (Nephrolepidina) fragilis* from Florida. Coll. Geol. Mus. Leiden. 500 ×.

---

[1]) New name: Orbitoina (Polyorbitoina) proteiformis (Vaughan). See p. 227.
[2]) New name: Orbitoina (Pliorbitoina) tobleri (H. Douv.). See p. 227.
[3]) New name: Orbitoina (Isorbitoina) trinitatis (H. Douv.).


J
K
L
M
N
O
P

This method of distincting the Orbitoididae by means of the stolon-system, often meets with the practical difficulty that the stolons are not visible. But in that case the form of the embryonic apparatus comes to our help. In the 4 stolon group only the iso-, plio- and poly-type of embryonic apparatus is known, while in the 6 stolon group on the other hand the eu-, iso- and nephro-types are found. The only confusion that may arise, therefore, is in forms of the iso-type, as these are found in both groups. At the same time the iso-type in the 4 stolon group is of larger size than in the 6 stolon group, the wall is thicker and both the embryonic chambers are surrounded by remarkably large equatorial chambers. Generally speaking it may be said that the 4 stolon type is confined to the Cretaceous and Eocene, while the 6 stolon type is characteristic of the Oligocene and Miocene.

It is, however, possible that *Lepidocyclina (Nephrolepidina) fragilis* CUSHMAN and *Lepidocyclina* (*Lepidocyclina* s.str.) *supera* CONRAD are exceptions.

Various considerations induced us to separate the eocene „*Lepidocyclinae*'' of the 4 stolon group from the oligo-miocene *Lepidocyclinae* and to place them in a new genus to which we would give the name of **Orbitoina** with the sub-genera: **Isorbitoina, Pliorbitoina** and **Polyorbitoina.**

The confusion that reigns in the American literature with regard to the division into species has induced us to compile a determination table, for the American species belonging to the genus *Lepidocyclina* and to the genus *Orbitoina.*

In common with the majority of authors we have divided the genera into sub-genera, a sub-division founded solely upon the shape of the embryonic apparatus of the megalospheric forms. A few species, however, remained of which only the microspheric forms are known. These are therefore not included in the key.

As regards the division into species, there are so far 193 species (with varieties) of *Lepidocyclina* described from America. In our opinion this number can be reduced to 31, belonging to *Lepidocyclina* and *Orbitoina.*

In Chap. II we have given an account of all species that have been described up to now. A glance at it will show that several of these can be eliminated at once, as they are insufficiently characterised. It may be said as a general rule, that a species can only be properly classified when it can be examined both externally and in horizontal and vertical section. Further we have combined several „species'' under one name, when, in our opinion, they only differed in unessential points, such as small differences in the size of the whole test, of the chambers, of the chamber walls or of the columns. The following characteristics we regard as typical of the species:

1. external shape. This may be polygonal, stellate, saddle-shaped, lenticular or omphaloid (See W. SCHEFFEN, Wetenschappelijke Mededeelingen, No. 21, 1932).
2. average diameter of the test.
3. shape of the equatorial chambers. These may be hexagonal, spatulate, ogival, „arrondie'', losangique, etc. See H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. de France, Nouvelle Série, T. 1, Mém. No. 2, 1924, p. 10.
4. shape of the lateral chambers. These may be lenticular, rectangular, fissiform, etc. See W. SCHEFFEN, Wet. Med., No. 21, 1932, p. 9.
5. the presence or absence of columns or costae and if they are present, their distribution, which can be seen best in tangential section.

A few notes on Chap. II and III should here be given. Where the shape of the equatorial chambers is mentioned, the shape in horizontal section is meant and where the shape of the lateral chambers is spoken of it means the shape in vertical section. When we say „diameter'' we mean the horizontal diameter. Further we did not think it necessary to document our reasons for eliminating or combining species. In the key, the stratigraphic distribution is only given roughly. For a more minute account of it Chap. II should be consulted. It should also be remarked that although we use the European names for the various stratigraphic series and stages, we by no means wish to imply that the series of strata which in America is called Middle Oligocene, for instance, is of the same age as what is called by that name in Europe. In Chap. II we used by preference the local stratigraphic nomenclature.

In conclusion we wish to express our thanks to all who have been of help to us. In the first place Dr. H. KUGLER and Dr. E. LEHNER who furnished us with the material for the piece of work. And moreover Dr. W. L. F. NUTTALL, 's-Gravenhage, Prof. dr. H. G. SCHENCK, Stanford University, Dr. T. WAYLAND VAUGHAN, La Jolla, Prof. dr. L. M. R. RUTTEN and his son Mr. M. G. RUTTEN, Utrecht and Dr. R. RUTSCH, Basel, who all helped us, either by the supply of material or information.

II. Alphabetical list of the species of Lepidocyclina and Orbitoina, occurring in the Tertiary of America, with literature and localities.

Abh. Kön. Bayer. Akad. Wissensch. = Abhandlungen der Königl. Bayerischen Akademie der Wissenschaften. München.
Am. Journ. Sc. = American Journal of Science. New Haven.
Am. Midl. Nat. = The American Midland Naturalist.
Bull. Am. Ass. Petr. Geol. = Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. Tulsa.
Bull. Am. Pal. = Bulletins of American Paleontology. Ithaca. U. S. A.
Bull. Geol. Soc. Am. = Bulletin of the Geological Society of America. Washington.
Bull. U. S. Nat. Mus. = Bulletin of the United States National Museum. Washington.
Bull. Soc. géol. Fr. = Bulletin de la Société géologique de France. Paris.
Carn. Inst. Publ. = Carnegie Institution Publications. Washington.
Compt. Rend. Ac. Sc. = Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'academie des Sciences. Paris.

Centralbl. f. Min. = Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie. Stuttgart.
Ecl. geol. Helv. = Eclogae geologicae Helvetiae. Lausanne.
Flor. St. Geol. Survey = Annual reports of the Florida State Geological. Survey.
Geol. Mag. = Geological Magazine. London.
Hopk. Un. St. = The John Hopkins University Studies in Geology. The John Hopkins Press. Baltimore.
Journ. Pal. = Journal of Paleontology. Chicago.
Journ. Wash. Ac. Sc. = Journal of the Washington Academy of Sciences. Washington.
L. G. M. = Leidsche Geologische Mededeelingen. Leiden.
Mém. Soc. géol. Fr. = Mémoires de la Société géologique de France. Paris.
Petr. Congr. = World Petroleum Congress, organised by the Institution of Petroleum Technologists, held at London, July 19th—25th 1933.
Proc. Ac. Nat. Sc. Philadelphia = Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia.
Proc. K. A. v. W. = Proceedings Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam.
Proc. Nat. Ac. Sc. = Proceedings of the National Academy of Sciences. Washington.
Proc. Th. Pan-Pac. C. = Proceedings of the third Pan-Pacific Congress.
Proc. U.S. Nat. Mus. = Proceedings of the United States National Museum. Washington.
Prof. Pap. = United States Geological Survey, Department of the Interior, Professional Papers. Washington.
Quart. Journ. = Quarterly Journal of the Geological Society. London.
Smiths. Misc. coll. = Smithsonian Miscellaneous Collections, published by the Smithsonian Institution. City of Washington.
Tr. Am. Inst. Min. Eng. = Transactions of the American Institution of Mining Engineers.
W. M. = Wetenschappelijke Mededeelingen. Dienst van den Mijnbouw in Nederlandsch-Indië. Bandoeng.

L. aceite Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 95, Pl. XVI, fig. 4—5. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. adkinsi Vaughan. — A- and B-form known. — T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 809, textfig. 5, Pl. 31, fig. 1—5; T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 15, no. 3, 1929, p. 290, fig. 4; NETTIE E. GORTER et I. M. VAN DER VLERK, L. G. M., Dl. IV, afl. 2, 1932, p. 108, Pl. 13, fig. 6—7. — Upper Eocene of Mexico and Venezuela. — Is neither Lepidocyclina, nor Orbitoina.

L. ancha Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 77, Pl. XI, fig. 5. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. antillea Cushman. — A- and B-form known. — J. A. CUSHMAN, Carn. Inst. Publ. 291, 1919, p. 63, Pl. 3, fig. 3; J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 78, Pl. XXXV, fig. 4—5; T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 800, Pl. 35, fig. 1—3; T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 15, no. 3, 1929, p. 290, fig. 5—7. — Upper Eocene of St. Bartholomew and Lobitos-formation (Upper Eocene) of N. Peru. — Is neither Lepidocyclina, nor Orbitoina.

L. antiguensis Vaughan et Cole. — Only B-form known. — T. W. VAUGHAN and W. S. COLE, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 19, Pl. 10, fig. 8 and Pl. 24, fig. 2—3. — Antigua-formation (Middle Oligocene) of Antigua.

L. (Lepidocyclina) ariana W. S. Cole and G. M. Ponton. — See O. trinitatis H. Douv.

L. ariena Berry. — W. Berry, Journ. Wash. Ac. Sc., vol. 22, no. 1, Jan. 4, 1932, p. 5, fig. 6. — Talara shale (? Upper Eocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Lepidocyclina) armata Rutten. — See O. maracaibensis Hodson.

L. aspera Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 41, Pl. I, fig. 3—4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Lepidocyclina) asterodisca Nuttall. — Only A-form known. — W. L. F. Nuttall, Journ. Pal., March 1932, p. 34, Pl. 7, fig. 5, 8, Pl. 9, fig. 10; W. L. F. Nuttall, Petr. Congr., 1933, Reprint no. 28. — Lower Oligocene of Mexico.

L. atascaderensis Berry. — See O. trinitatis H. Douv.

L. (Lepidocyclina) attenuata Cushman. — J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 67, Pl. XXIV, fig. 7—8; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 799; T. W. Vaughan, Flor. St. Geol. Survey, 1928, p. 156. — Eocene, Ocala-limestone, Florida. — Insufficiently described.

L. basta Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 93, Pl. XVI, fig. 2—3. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. boggsi Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 100, Pl. XVIII, fig. 5—6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. bontourana Hodson. — See O. trinitatis H. Douv.

L. borde Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 117, Pl. XIV, fig. 3. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. boweni Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 67, Pl. IX, fig. 1—2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. brachiofera Rutten. — L. M. R. Rutten, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 10, 1928, p. 7, fig. 40, Plate, fig. A—B. — Upper Eocene of Curaçao. — Insufficiently described.

L. bravoi Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 55, Pl. VI, fig. 3. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. brightoni Berry. — See O. trinitatis H. Douv.

L. (Lepidocyclina) canellei Lem. et R. Douv. — Only A-form known. — P. Lemoine et R. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., T. XII, fasc. II, 1904, p. 20, Pl. I, fig. 1; Pl. III, fig. 5; J. A. Cushman, U. S. Nat. Mus. Bull. 103, 1918, p. 91, Pl. 34, fig. 1—6; J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 75, Pl. XXXII, fig. 1—5; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 797; H. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. 1, Mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, Pl. V à VI, 1924, p. 36, Pl. I, fig. 4—7; H. E. Thalmann, Ecl. geol. Helv., Bd. 25, no. 2, 1932, p. 284; E. David, Compt. Rend. Ac. Sc. 1932, p. 1756; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933,

p. 14, Pl. 6, fig. 1—6; D. W. GRAVELL, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 11, 1933, p. 24, Pl. 5, fig. 4—8; H. THALMANN, Centralbl. f. Min., 1934, Abt. B, no. 10, p. 446.

Under the name of L. pancanalis Vaughan et Cole: T. W. VAUGHAN et W. S. COLE, Journ. Wash. Ac. Sc., vol. 22, no. 18, 19, 1932, p. 510; T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, p. 15. Under the name of L. yurnaguensis Cushman: J. A. CUSHMAN, Carn. Inst. Publ. 291, 1919, p. 57, Pl. 12, fig. 7—8, textfig. 6*a*, *b*; J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 76, Pl. XXXII, fig. 6—7 and Pl. XXXIII, fig. 1—9; T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 9, no. 7, 1923, p. 255; T. W. VAUGHAN, Quart. Journ., vol. LXXXII, pt. 3, 1926, p. 391, Pl. XXV, fig. 4 (Probably fig. 2, 3, 5, 6); R. E. KOCH, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 52; T. W. VAUGHAN, Journ. Pal., vol. 1, no. 4, 1928, p. 290, 291.

Middle and Upper Oligocene of the Panama Canal Zone, Columbia, Venezuela, E. Mexico, Jamaica, Curaçao, Cayman-Islands, Cuba, Trinidad and Martinique; Antigua-formation, Antigua.

L. cardenasensis Galloway. — J. J. GALLOWAY, Journ. Pal., vol. 1, no. 4, 1928, p. 302, Pl. 51, fig. 1—6; T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 15, no. 3, 1929, p. 288. — Upper Cretaceous of Mexico. — Is neither Lepidocyclina, nor Orbitoina.

L. carmani Berry. — See O. trinitatis H. Douv.

L. chaperi Lem. et R. Douv. — First description of P. LEMEOINE and R. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., T. XII, fasc. II, 1904, p. 14, Pl. II, fig. 5 and last description of H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, Pl. V à VI, 1924, p. 44, Pl. II, fig. 1—2; T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., 1926, vol. 12, no. 8, p. 520. — Upper Eocene of the Panama Canal Zone. — Insufficiently described.

L. chattahoocheënsis Cushm. — See L. formosa Schlumberger.

L. chiapasensis Vaughan. — Only A-form known. — T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 808, Pl. 30, fig. 1—3; T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 15, 1929, no. 3, p. 290, fig. 4. — Eocene of Chiapas (Mexico). — Is neither Lepidocyclina, nor Orbitoina.

L. chica Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 73, Pl. X, fig. 1—2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. churuguaritana Hodson. — H. HODSON, Bull. Am. Pal., vol. XII, no. 47, 1926, p. 27, Pl. 7, fig. 7—8. — Eocene of Venezuela. — Insufficiently described.

L. circular Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 57, Pl. VI, fig. 4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. collinsi Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 108, Pl. XX, fig. 4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. columna Berry. — See O. trinitatis H. Douv.

L. cookei Cushm. — J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 66, Pl.

XXIV, fig. 5—6; T. W. VAUGHAN, Flor. St. Geol. Survey, 1928, p. 157. — Ocala-limestone (Upper Eocene) of Florida. — Insufficiently described.

L. crassata Cushm. — See L. formosa Schlumberger.

L. crassimargo Vaughan. — T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, p. 33, Pl. 27, fig. 1—3. — Oligocene of Jamaica. — Insufficiently described.

L. curasavica Koch. — Only B-form known. — R. E. KOCH, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 54, Taf. III, fig. 1—5; L. M. R. RUTTEN, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 10, 1928, p. 1062 and 1066; R. E. KOCH, Ecl. geol. Helv., vol. 22, no. 2, 1929, p. 159; ? M. G. RUTTEN et L. W. J. VERMUNT, Proc. K. A. v. W., no. 2, 1932, p. 233, Pl. I, fig. 1—2 and Pl. II, fig. 5. — Upper Eocene of Curaçao and Venezuela.

L. (Nephrolepidina) dartoni Vaughan. — Only A-form known. — T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, Pl. 25, fig. 1—2, Pl. 26, fig. 1—3. — Oligocene of Jamaica.

L. decorata Douv. — H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 48, fig. 46. — Oligocene of Haut-Chagres. — Insufficiently described.

L. delgada Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 87, Pl. XV, fig. 4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. delicada Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 92, Pl. XVI, fig. 1. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. descarnada Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 113, Pl. XXI, fig. 3. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. descarnada Berry var. pequena Berry. — W. BERRY, Hopk. Un St., no. 9, 1929, p. 114, Pl. XXI, fig. 1. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. desiertensis Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 51, Pl. V, fig. 1—2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. despobladensis Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 65, Pl. VIII, fig. 5—6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. diabloensis Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 89, Pl. XV, fig. 1—2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Eulepidina) dilatata Mich. — A- and B-form known. — H. DOUVILLÉ, Compt. Rend. Ac. Sc., T. 164, 1917, p. 846; H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 48; A. TOBLER, Ecl. geol. Helv., Bd. XIX, no. 3, 1926, p. 720; T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 37, Pl. 26, fig. 4, Pl. 27, fig. 5—6, Pl. 28, fig. 1—1*a*.

Under the name of L. schlumbergeri Lem. et Douv.: J. A. CUSHMAN, Carn. Inst. Publ. 291, 1919, p. 57; J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D,

1920, p. 69. — Upper Oligocene of Trinidad, Jamaica, the Panama Canal Zone and Cuba.

L. dilatata var. inermis Staub. — W. STAUB, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 122. — Oligocene of Cerro la Nuda (Mexico). — Insufficiently described.

L. diminuta Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 39, Pl. I, fig. 5. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. discoida Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 91, Pl. XV, fig. 5. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. doble Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 112, Pl. XXI, fig. 2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

O. (Isorbitoina) r. douvillei Lisson. — A- and B-form known. — CARLOS I. LISSON, Arch. Asoc. Peruana p. el progr. de la Ciencis, T. I, fasc. 1, 1921, p. 52, Pl. III—V; H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 36; A. TOBLER, Ecl. geol. Helv., vol. XX, no. 3, 1927, p. 419; L. M. R. RUTTEN, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 9, 1928, p. 935; M. G. RUTTEN et L. W. J. VERMUNT, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932, p. 237; NETTIE E. GORTER et I. M. VAN DER VLERK, L. G. M., Dl. IV, afl. 2, 1932, p. 97; P. J. PIJPERS, Geology and Paleontology of Bonaire, Diss., Utrecht 1933, p. 53; A. WERENFELS, Ecl. geol. Helv., vol. 26, no. 1, 1933, p. 102.
Under the name of L. antillea Cushman: J. A. CUSHMAN in T. O. BOSWORTH: Geology of the Tertiairy and Quaternary Periods in the N.W. Peru, 1922, p. 137.
Under the name of L. peruviana Cushman: J. A. CUSHMAN in: T. O. BOSWORTH, 1922, p. 138; J. U. TODD and A. WRIGHT BARKER, Geol. Mag., vol. LXIX, no. 822, 1932, p. 534, Pl. XLI, fig. 1—4, Pl. XLII, fig. 2, 3, 5, 7.
Under the name of L. subglobosa Nuttall: W. L. F. NUTTALL, Quart. Journ. Geol Soc., vol. LXXXIV, 1928, p. 104, Pl. VIII, fig. 3, 5, 6, 7. — Upper Eocene, Lobitos-formation Peru, Curaçao, Bonaire, Bent Lomond, Mount Moriah and Tarouba-series, Trinidad.

L. duplicata Cushman. — Only A-form known. — J. A. CUSHMAN, U. S. Nat. Mus. Bull. 103, 1918, p. 96, Pl. 41, fig. 2—4; J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 78, Pl. XXXV, fig. 1—3. — Upper Eocene and Oligocene of Panama. — Insufficiently described.

L. ecasa Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 58, Pl. VI, fig. 5—6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. embotada Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 80, Pl. XII, fig. 1—2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. enana Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 81, Pl. XIII, fig. 1—2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. escabrosa Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 45, pl. III, fig. 1—2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. escatimada Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 47, Pl. III, fig. 5—6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. esferica Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 66, Pl. VIII, fig. 3—4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. espesa Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 104, Pl. XIX, fig. 3—4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. evertii Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 84, Pl. XIII, fig. 5, Pl. XIV, fig. 1. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Lepidocyclina) falconensis Gorter et Van der Vlerk. — Only A-form known. — NETTIE E. GORTER et I. M. VAN DER VLERK, L. G. M., Dl. IV, afl. 2, 1932, p. 105, Pl. 11, fig. 4—6.
Under the name of L. wetherellensis Vaughan et Cole: T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 24, Pl. 12, fig. 6, 7, Pl. 23, fig. 9—10, Pl. 24, fig. 5. — Churuguara Series, Oligocene of Venezuela, Antigua-formation, Antigua.

L. favosa Cushman. — See L. formosa Schlumberger.

L. fina Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 99, Pl. XVIII, fig. 1—2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. flaca Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 110, Pl. XX, fig. 5. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Lepidocyclina) floridana Cushman. — A- and B-form known. — J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 67, Pl. XXV, fig. 1—2; T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 796, fig. 3; T. W. VAUGHAN, Flor. St. Geol. Survey, 19th annual report, 1928, p. 156. — Upper-Eocene, Ocala-limestone, Florida. — Insufficiently described.

L. (Eulepidina) formosa Schlumberger. — H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 49, Pl. II, fig. 4; T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 799; T. W. VAUGHAN, Quart. Journ., vol. 82, pt. 3, 1926, p. 395; W. STAUB, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 121.
Under the name of L. chattahoocheënsis Cushman: J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 65, Pl. 23, fig. 1—4, Pl. 24, fig. 1—2; T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., 1924, vol. 35, p. 798, Pl. 34, fig. 2.
Under the name of L. crassata Cushman: J. A. CUSHMAN, Carn. Inst. Publ. 291, 1919, p. 61, Pl. 11, fig. 4—5; T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., 1924, vol. 35, p. 798, Pl. 34, fig. 3—4.
Under the name L. favosa Cushman: J. A. CUSHMAN, Carn. Inst. Publ., 291, 1919, p. 66, Pl. 3, fig. 1—26; Pl. 15, fig. 4; J. A.

Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 66, Pl. XV, fig. 5 B; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 799, Pl. 34, fig. 8; W. Storrs Cole and R. Gillispie, Bull. Am. Pal., vol. XV, 1930, p. 125, Pl. I, fig. 7, not 6; D. W. Gravell, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 11, 1933, p. 32, Pl. 5, fig. 11, Pl. 6, fig. 2; W. L. F. Nuttall, Petr. Congr., 1933; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 4; W. S. Cole, Journ. Pal., March, 1934, p. 27, Pl. 4, fig. 2, 3, 12.

Under the name of L. gigas Cushman var. duncanensis Cole: W. S. Cole, Journ. Pal., vol. 8, 1934, no. 1, p. 27, Pl. 3, fig. 16, Pl. 4, fig. 1.

Under the name of L. gigas Cushman var. mexicana Cushman: J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 63, Pl. XIX, fig. 5, Pl. XX, fig. 1—2, Pl. XXI, fig. 1—3; T. W. Vaughan, Quart. Journ., vol. LXXXII, 1926, p. 397; W. Storrs Cole and R. Gillispie, Bull. Am. Pal., vol. XV, 1930, p. 125.

Under the name of L. raulini Lem. et Douv.: P. Lemoine et R. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., t. XII, 1904, fasc. I, p. 349; Idem fasc. II, p. 11, Pl. I, fig. 3, 6, 9, 13, 16, Pl. II, fig. 3, 10, Pl. III, fig. 4, 14; H. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 49, textfig. 47; W. Staub, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 119—123.

Under the name of L. undosa Cushman var. tumida Vaughan: T. W. Vaughan, Quart. Journ., vol. LXXXII, 1926, pt. 3, p. 395, Pl. XXIV, fig. 3—5; T. W. Vaughan, Proc. Th. Pan-Pac. C., 1926, p. 1853; W. S. Cole et Gillispie, Bull. Am. Pal., vol. XV, no. 576, p. 3, Pl. I, fig. 8.

Oligocene of Kapurridge, Trinidad; Chattahoochee-formation, Southeastern U. S.; Cuba; Antigua-formation, Antigua; Glendon-formation, Georgia; Alabama; Meson-formation, Mexico; Moneaque-formation, Jamaica; Duncan Church, Florida. Middle-Oligocene of Cayman Islands.

L. formosoides Douv. — W. Staub, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 121—122. — Oligocene of Mexico. — Insufficiently described.

L. forresti Vaughan. — See L. mantelli (Morton) Lem. et Douv.

L. (Nephrolepidina) fragilis Cushman. — A- and B-form known. — J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 63, Pl. XXII, fig. 1—2; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 798, Pl. 33, fig. 5; T. W. Vaughan, Journ. Pal., vol. 1, no. 4, Jan. 1928, p. 294; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 27, Pl. 14, fig. 1—4. — Ocala-limestone, Eocene of Florida; Tantoyuca-formation, Mexico.

L. fragosa Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 44, Pl. II, fig. 3—4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. gardnerae Cole. — See O. proteiformis Vaughan.

L. georgiana Cushman. — See L. supera (Conrad) H. Douv.

L. gigas Cushman. — See L. undosa Cushman.

L. gigas Cushman var. duncanensis Cole. — See L. formosa Schlumberger.

L. gigas Cushman var. mexicana Cushman. — See L. formosa Schlumberger.

L. (Lepidocyclina) giraudi R. Douv. — A- and B-form known. — R. Douvillé, Bull. Soc. géol. Fr., 1907, p. 307, Pl. X, fig. 9, 10, 15, 16; H. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 43; T. W. Vaughan, Flor. St. Geol. Survey, 19th annual report, 1928, p. 156; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll. vol. 89, no. 10, 1933, p. 20, Pl. 10, fig. 9—10, Pl. 24, fig. 4. Under the name of L. parvula Cushman var. crassicosta Vaughan: T. W. Vaughan, p. 17, pl. 8, fig. 1—2, Pl. 10, fig. 7, Pl. 24, fig. 1. — Lower Miocene of Martinique; Oligocene, Antigua, Mexico.

L. gritta Berry. — W. Berry, Journ. Wash. Ac. Sc., vol. 22, no. 1, 1932, p. 4, fig. 9. — Upper Eocene of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. gruesa Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 59, Pl. VII, fig. 3—4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. guppyana Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 86, Pl. XIV, fig. 2—6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Nephrolepidina) haddingtonensis Vaughan. — A- and B-form known. — T. W. Vaughan, Journ. Pal., vol. 1, no. 4, 1928, p. 292, Pl. 50, fig. 1—2. — Upper Eocene of Jamaica. — Insufficiently described.

L. haughti Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 86, Pl. IX, fig. 3—4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. hayesi (Cushman) Vaughan. — T. W. Vaughan, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 9, no. 7, 1923, p. 256. — Is a Discocyclina.

L. hieronymi Rutten et Vermunt. See O. trinitatis.

L. hilli Cushman. — See L. supera (Conrad) H. Douv.

L. hodgensis Vaughan et Cole. — Only B-form known. — T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, Pl. 12, fig. 1—5.

L. hopkinsi Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 79, Pl. XI, fig. 1—2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. hubbardi Hodson. — See O. trinitatis H. Douv.

L. hubbardi Hodson var. aurarensis Hodson. — See O. trinitatis H. Douv.

L. hubbardi Hodson var. bolivarensis Hodson. — See O. trinitatis H. Douv.

L. inca Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 16, Pl. XII, fig. 3. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. insignificante Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 46, Pl. III, fig. 3—4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. kempi (O'Connell) Cushman. — O'Connell, Tr. Am. Inst. Min. Eng., vol. 51, 1916, p. 13, fig. 5—6; J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 79. — Insufficiently described.

L. kinlossensis Vaughan. — Only A-form known. — T. W. Vaughan, Journ. Pal., vol. I, no. 4, 1928, p. 286, Pl. 47, fig. 1—6. — Eocene of Jamaica. — Is neither Lepidocyclina, nor Orbitoina. Probably Helicolepidina.

L. kochi Hodson. — See O. trinitatis H. Douv.

L. kugleri Gorter et Van der Vlerk. — See O. maracaibensis Hodson.

L. (Nephrolepidina) lehneri nov. spec. — Under the name of L. sumatrensis (non Brady): J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 76, Pl. XXXIII, fig. 10—11; R. E. Koch, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 52; L. M. R. Rutten, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 10, 1928, p. 1062. — Oligocene of Curaçao, Cuba.

L. ligera Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 54, Pl. VI, fig. 1—2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. lissoni Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 75, Pl. X, fig. 4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

O. (isorbitoina) macdonaldi Cushman. — Only A-form known. — J. A. Cushman, Bull. U. S. Nat. Mus., 103, 1918, p. 94, Pl. 40, fig. 1—6; J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 77, Pl. 34, fig. 1—3; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 797; J. A. Cushman, Smiths. Misc. coll., vol. 77, no. 4, 1925, p. 50, Pl. 16, fig. 4; R. E. Koch, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 52; L. M. R. Rutten, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 10, 1928, p. 1062; T. W. Vaughan, Journ. Pal., vol. I, no. 4, 1928, p. 288; M. G. Rutten et L. W. J. Vermunt, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932, p. 234, Pl. I, fig. 13; D. W. Gravell, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 11, 1933, p. 25, Pl. 5, fig. 1—3. — Upper Eocene of Panama, Curaçao, Jamaica and Venezuela.

L. (Lepidocyclina) mantelli (Morton) Lem. et Douv. — A- and B-form known. — F. S. Morton, Am. Journ. Sc., 1833, vol. 23, p. 291, Pl. 5, fig. 9 (under the name of Nummulites mantelli); C. W. von Gümbel, Abh. Kön. Bayer. Akad. Wissensch., vol. 10, 1868, p. 718 (under the name of Orbitoides mantelli); P. Lemoine et R. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., T. XII, fasc. II, no. 32, 1904, p. 10, Pl. I, fig. 4, Pl. II, fig. 18, Pl. III, fig. 7, 12; J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 57, Pl. XII-XIV; H. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 37, textfig. 17, and 17*a*—*d*; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 796, textfig. 1; T. W. Vaughan, Proc. U. S. Nat. Mus., 1927, vol. 71, art. 8, p. 3, Pl. 3, fig. 1; T. W. Vaughan, Proc. Ac. Nat. Sc. Philadelphia, vol. LXXIX, 1927, p. 299; W. Storrs Cole et G. M. Ponton, Flor. St. Geol. Surv., Bull. no. 5, 1930, p. 51, Pl. 7, fig. 8—10; W. L. F. Nuttall, Petr. Congr., 1933.
Under the name of L. forresti Cushman: J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 63, Pl. 19, fig. 4 (not fig. 1—3) (under the name of L. gigas); T. W. Vaughan, Proc. U. S. Nat. Mus., vol. 71, art. 8, 1927, p. 1, Pl. I, fig. 1—4, Pl. II, fig. 1—6; T. W. Vaughan, Journ. Pal., vol. I, no. 4, 1928, p. 291; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll.,

vol. 89, no. 10, 1933, p. 14, Pl. V, fig. 4; D. W. GRAVELL, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 11, 1933, p. 25, Pl. 3, fig. 6. — Lower Oligocene of Alabama, Florida, Mexico, Venezuela, Antigua, Jamaica.

L. mantelli (Morton) Lem. et Douv. var. papillata Vaughan. — See L. supera Conrad.

O. (isorbitoina) maracaibensis Hodson. — H. HORSON, Bull. Am. Pal., vol. XII, 1926, no. 47, p. 24, Pl. 6, fig. 2—4; M. G. RUTTEN et L. W. J. VERMUNT, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932, p. 236, Pl. I, fig. 9, Pl. III, fig. 2.
Under the name of O. r. douvillei Lisson var. armata Rutten: L. M. R. RUTTEN Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 9, p. 944, fig. 24, l.m., Pl. II, fig. 27, 28, 29*a*—*d*.
Under the name of O. trinitatis H. Douv.; NETTIE E. GORTER et I. M. VAN DER VLERK, L. G. M., Dl. IV, afl. 2, 1932, p. 107, Pl. 13, fig. 1—5.
Under the name of L. kugleri Gorter et Van der Vlerk: NETTIE E. GORTER et I. M. VAN DER VLERK, L. G. M., Dl. IV, afl. 2, 1932, p. 106, Pl. 11, fig. 7—8, Pl. 12, fig. 1—3; J. U. TODD et R. W. BARKER, Geol. Mag., vol. LXIX, no. 822, 1932, p. 538, Pl. XL, fig. 2, Pl. XLI, fig. 5, Pl. XLII, fig. 1. — Eocene of Miranda District, Venezuela; Eocene of N.W. Peru; Eocene of Central Falcon, Menegrande Series, Venezuela; Eocene of Curaçao.

L. (Nephrolepidina) marginata Michelotti. — A- and B-form known. — J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 73, Pl. XXXI, fig. 1 (non fig. 2); T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 9, no. 7, 1923, p. 256; H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 47, fig. 43, Pl. II, fig. 5—6; T. W. VAUGHAN, Quart. Journ., vol. LXXXII, pt. 3, 1926, p. 398; W. L. F. NUTTALL, Petr. Congr., 1933.
Under the name of L. morgani Lem. et Douv.: J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 74, Pl. XXXIII, fig. 12—14.
Under the name of L. persimilis H. Douv.: A. TOBLER, Ecl. geol. Helv., Bd. XIX, no. 3, 1926, p. 720.
Under the name of L. vaughani Cushman: J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 64, Pl. XXII, fig. 5; T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 9, no. 7, 1923, p. 254, 255; T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., 1924, p. 819, Pl. XXXIII, fig. 9; T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, Pl. 16, fig. 1—5. — Oligocene of Panama Canal Zone, Halfmoonbay, Antigua, Cuba, Cayman and Venezuela; ? Lower Miocene of Trinidad.

L. (Lepidocyclina) matleyi Vaughan. — Only A-form known. — T. W. VAUGHAN, Journ. Pal., vol. 1, no. 4, 1928, p. 292, Pl. 46, fig. 1—3. — Oligocene of Jamaica.

L. mediana Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 62, Pl. VII, fig. 6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

O. (isorbitoina) meinzeri Vaughan. — Only A-form known. — T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 11, Pl. 3, fig. 1—2, Pl. 4, fig. 1, 2*c*, 3, 4, 5. — Eocene of Mogote Peak, Cuba.

L. meunda Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 43, Pl. I, fig. 6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. mezquina Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 68, Pl. IX, fig. 5. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Lepidocyclina) miraflorensis Vaughan. — Only A-form known. — J. A. CUSHMAN, Bull. U. S. Nat. Mus. 103, 1918, p. 93, Pl. 37, fig. 1—3 and 5 (not Pl. 37, fig. 4, nor Pl. 38) (under the name of L. vaughani). T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 9, no. 7, 1923, p. 257; T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 797; T. W. VAUGHAN, Proc. U. S. Nat. Mus., vol. 71, art. 8, 1927, p. 4, Pl. 4, fig. 3—5; T. W. VAUGHAN, Journ. Pal., vol. 1, no. 4, 1928, p. 291. — Oligocene of Jamaica and ? Lower Miocene of Panama.

L. mirandana Hodson. — Only A-form known. — H. HODSON, Bull. Am. Pal., vol. XII, no. 47, 1926, p. 26, Pl. 7, fig. 4—6; T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 15, no. 3, p. 288. — Eocene of Venezuela. — Probably a teratological form of O .trinitatis.

L. (Nephrolepidina) morgani Lem. et R. Douv. — Only A-form known. — P. LEMOINE et R. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., 1904, T. XII, fasc. II, p. 17, Pl. I, fig. 12, 15, 17, Pl. II, fig. 4, 12, Pl. III, fig. 2; R. DOUVILLÉ, Bull. Soc. géol. Fr., sér. IV, vol. 7, 1907, p. 309; T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., 1924, p. 798; G. A. WARING, Hopk. Un. St., no. 7, 1927, p. 178, Pl. XIX, fig. 11—16; L. M. R. RUTTEN, Proc. K. A. v. W., 1928, p. 1062; (not.: M. G. RUTTEN et L. W. J. VERMUNT, Proc. K. A. v. W., 1932, p. 237, Pl. II, fig. 6); W. L. F. NUTTALL, Petr. Congr. July 1933, p. 7. Under the name of L. marginata Michelotti: NETTIE E. GORTER et I. M. VAN DER VLERK, L. G. M., Dl. IV, afl. 2, 1932, p. 108, Pl. 13, fig. 8—10.
Under the name of L. yurnagunensis Cushman var. morganopsis Vaughan: T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, p. 22, Pl. 11, fig. 5—9, Pl. 23, fig. 1—3. — Oligocene of Venezuela, Cuba, Mexico, Martinique, Trinidad.

L. mortoni Cushman. — See L. supera (Conrad) H. Douv.

L. munieri Lem. et R. Douv. — P. LEMOINE et R. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., 1904, T. XII, fasc. II, p. 20, Pl. II, fig. 22. — Oligocene of Martinique. — Insufficiently described.

L. nelsoni Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 53, 61, Pl. VII, fig. 5. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. novitasensis Vaughan. — See O. trinitatis H. Douv.

L. nuttalli Berry. — See O. trinitatis H. Douv.

L. obtusa Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 70, 71, 72, 73, 74, Pl. X, fig. 3. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. ocalana Cushman. — See L. supera (Conrad) H. Douv.

L. ocalana Cushman var. subdecorata Cushman. — J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 72, Pl. XXVIII, fig. 5; T. W. VAUGHAN, Flor.

St. geol. Survey, 19th annual report, 1928, p. 156. — Ocalalimestone (Eocene) of Florida. — Insufficiently described. See also: O. semmesi.

L. ochra Berry. — W. BERRY, Journ. Wash. Ac. Sc., vol. 22, no. 1, 1932, p. 4. — Talahara Shale (? Upper Eocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. orbicular Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 50, Pl. IV, fig. 3, 4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. pacifica Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 39, 50, 52, Pl. V, fig. 3, 4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. paloma Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 82, Pl. XIII, fig. 3, 4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. panamensis Cushman. — See O. tobleri H. Douv.

L. pancanalis Vaughan et Cole. — See L. canellei Lem. et Douv.

L. papillata Vaughan. — See L. supera (Conrad) H. Douv.

L. parinensis Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 97, Pl. XVII, fig. 3, 4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. parva Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 60, Pl. VII, fig. 1, 2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Lepidocyclina) parvula Cushman. — A- and B-form known. — J. A. CUSHMAN, Carn. Inst. Wash. Publ. 291, 1919, p. 58, Pl. 3, fig. 4—7; T. W. VAUGHAN, Flor. St. Geol. Survey, 19th annual report 1928, p. 156; IDEM, Journ. Pal., vol. I, no. 4, 1928, p. 292; W. S. COLE et GILLISPIE, Bull. Am. Pal., vol. XV, no. 576, p. 1—15, Pl. 1—3; T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, p. 16, Pl. 7, fig. 1—5, Pl. 8, fig. 3—5, Pl. 9, fig. 1—4, Pl. 10, fig. 1—6. — Antigua-formation (Oligocene) and Meson-formation of Vera Cruz; Moneaque-formation of Jamaica.

L. parvula Cushman var. crassicosta Vaughan et Cole. — See L. giraudi R. Douv.

L. pellejuda Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 103, 105, Pl. XIX, fig. 5—6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. persimilis Douvillé. — See L. marginata Mich.

L. perundosa Cushman. — J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 68, Pl. XXVI, fig. 1; T. W. VAUGHAN, Journ. Pal., vol. I, no. 4, p. 294; IDEM, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, p. 12, Pl. 4, fig. 6. — Eocene of Cuba and Jamaica. — Insufficiently described.

L. perundosa Cushman var. morugensis Waring. — See L. undosa Cushman.

L. peruviana Cushman. — See O. r. douvillei Lisson.

L. pestana Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 115. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. pidgeoni Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 98, Pl.

XVII, fig. 5, 6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Nephrolepidina) piedrasensis Vaughan. — Only A-form known. — T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, p. 34, Pl. 27, fig. 4. — Upper Oligocene of N.E. Jamaica.

L. poca Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 53, Pl. V, fig. 5, 6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. pozoensis Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 192, p. 75, 76, Pl. X, fig. 5, 6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. praedilatata Douv. — H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, p. 46, textfig. 42. — Eocene of Stone River (Trinidad). — Insufficiently described.

O. (polyorbitoina) proteiformis Vaughan. — T. W. VAUGHAN, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 810, Pl. 32, fig. 1—7, textfig. 6; T. W. VAUGHAN, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 15, no. 3, 1929, p. 288, 290, fig. 8; L. M. R. RUTTEN, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 10, 1928, p. 1063, 1065, Pl. E, fig. 5, 6; W. L. F. NUTTALL, Journ. Pal., vol. 4, no. 3, Sept. 1930, p. 277.
Under the name of L. gardnerae Cole: W. S. COLE, Bull. Am. Pal., vol. 15, no. 56, 1929, p. 4, Pl. I, fig. 1—6, Pl. II, fig. 1—2.
Eocene of Mexico, Curaçao and Texas.

L. pseudocarinata Cushman. — J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 66, Pl. XXIV, fig. 3, 4. — Ocala-limestone (Eocene) of Florida. — Insufficiently described.

L. pseudomarginata Cushman. — J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 69, Pl. XXVI, fig. 2, 4; H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, p. 42, Pl. I, fig. 8; W. L. F. NUTTALL, Petr. Congr., 1933, p. 10. — Ocala-limestone, Florida, Stone River, Trinidad, ? Oligocene, Alazan, Mexico. — Insufficiently described.

O. (isorbitoina) pustulosa H. Douv. — A- and B-form known. — H. DOUVILLÉ, Compt. Rend. Ac. Sc., 1917, p. 843, 844, textfig. 1, 2, 4, (not 3); A. TOBLER, Ecl. geol. Helv., vol. XVII, no. 3, 1922, p. 345; H. DOUVILLÉ, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 41, Pl. 1, 2, 3, fig. 27—32; R. KOCH, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 52; NETTIE E. GORTER et I. M. VAN DER VLERK, L. G. M., Dl. IV, afl. 2, 1932, p. 106, Pl. 12, fig. 4—8. — Upper Eocene of San Fernando (Trinidad); Upper Eocene of Seroe Kenepa (Curaçao); Menegrande Series, Central Falcon (Venezuela); Upper Eocene of Isthme de Panama, Jamaica; Lobitos-formation (Upper Eocene) of N.W. Peru.

L. quebrada Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 90, Pl. XV, fig. 3, 6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. raimonda Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 96, Pl. XVII, fig. 1, 2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. rara Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 106, Pl. XX,

fig. 1, 2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. raulini Lem. et Douv. — See L. formosa Schlumberger.

L. redonda Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 49, Pl IV, fig. 1, 2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. redroja Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 71, Pl. IX, fig. 6. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. roscheni Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 78, Pl. XI, fig. 3, 4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. samanica Berry. — W. Berry, Journ. Wash. Ac. Sc., vol. 22, no. 1, 1932, p. 3, fig. 10. — Talara shale (? Upper Eocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Lepidocyclina) sanluisensis Gravell. — D. W. Gravell, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 11, Pl. 4, fig. 1, 2, 3, 4. — San Luis-limestone, Middle Oligocene of Venezuela.

L. schlumbergeri Lem. et Douv. — See L. dilatata Michelotti.

L. schotborghi Rutten et Vermunt. — See O. trinitatis H. Douv.

L. sectionens Berry. — W. Berry, Journ. Wash. Ac. Sc., vol. 22, no. 1, 1932, p. 3, fig. 11. — Talara shale (? Upper Eocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. seis Berry. — W. Berry, Journ. Wash. Ac. Sc., vol. 22, no. 1, 1932, p. 5, fig. 3. — Talara shale (? Upper Eocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

O. (Isorbitoina) semmesi Vaughan et Cole. — Only B-form known. — T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 29, Pl. 15, fig. 3—5, Pl. 30, fig. 1, Pl. 31, fig. 1, 1*a*, Pl. 32, fig. 2, 3. Under the name of L. ocalana Cushman: W. L. F. Nuttall, Journ. Pal., 1930, vol. 4, p. 273.
Under the name of L. semmesi Vaughan et Cole var. granosa Vaughan et Cole: T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 30, Pl. 30, fig. 2.
Under the name of L. ocalana Cushman var. subdecorata Cushman: W. L. F. Nuttall, Journ. Pal., vol. 4, 1930, p. 273. — Tantoyuca-formation (Upper Eocene).

L. semmesi Vaughan et Cole var. granosa Vaughan et Cole. — See O. semmesi Vaughan et Cole.

L. senni Gorter et Van der Vlerk. — See L. undosa Cushman.

L. sherwoodensis Vaughan. — See O. trinitatis H. Douv.

L. subglobosa Nuttall. — See O. r. douvillei Lisson.

L. subraulinii Cushman. — Only B-form known. — J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 73, Pl. XXX, fig. 1—6; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, p. 9, Pl. 2, fig. 1, 2, 3, Pl. 3, fig. 1. — Upper Eocene of Nuevitas (Cuba).

L. sumatrensis Brady. — See L. lehneri nov. spec.

L. (Lepidocyclina) supera (Conrad) H. Douv. — A- and B-form known. — H. Douvillé, Compt. Rend. Ac. Sc., 1918, p. 263, fig. 6—8, 11; J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 69, Pl. XXVI, fig. 5—7;

H. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, 1924, p. 40, Pl. I, fig. 9, 10; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 797, Pl. 33, fig. 3; T. W. Vaughan, Proc. U. S. Nat. Mus., vol. 71, art. 8, 1927, p. 4, Pl. 3, fig. 3; W. L. F. Nuttall, Petr. Congr., 1933, p. 7; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 12, Pl. 29, fig. 1—3; W. S. Cole, Journ. Pal., vol. 8, no. 1, p. 23, Pl. 3, fig. 7—15, Pl. 4, fig. 6, 7.
Under the name of L. georgiana Cushman: J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 60, Pl. XVI, fig. 1, Pl. XVII, fig. 1—3, Pl. XVIII, fig. 1—2; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol 35, 1924, p. 799; H. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, p. 39; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 28.
Under the name of L. hilli Cushman: J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 60, Pl. XV, fig. 1, Pl. XVI, fig. 2.
Under the name of L. mortoni Cushman: J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 70, Pl. XXVII; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 797, Pl. XXXVI, fig. 1—3; J. J. Galloway, Journ. Pal., vol. 1, no. 4, 1928, p. 300; T. W. Vaughan, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 15, no. 3, 1929, fig. 1, 2.
Under the name of L. ocalana Cushman: J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 71, Pl. XXVIII, fig. 3, 4, Pl. XXIX, fig. 1—3; T. W. Vaughan, Proc. Nat. Ac. Sc., vol. 9, no. 7, p. 256, 1923; H. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 29, 30, 31, 38, 39, fig. 19—21; T. W. Vaughan, Flor. St. Geol. Survey, 19th annual report, 1928, p. 58.
Under the name of L. papillata Vaughan: T. W. Vaughan, Proc. U. S. Nat. Mus., 1927, vol. 71, art. 8, p. 3, Pl. 3, fig. 2*a*, 2*b*, Pl. 4, fig. 1—2; W. S. Cole et G. M. Ponton, Flor. St. Geol. Survey, Bull. no. 5, 1930, p. 51.
Under the name of L. waylandvaughani Cole: W. S. Cole, Bull. Am. Pal., vol. 14, 1928, p. 221, Pl. 35, fig. 1—10; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 13, Pl. 5, fig. 1—3, 5, 6. — Eocene: Jackson-formation, Mississipi; Ocala-limestone, Florida; Tantoyuca-formation, Mexico.
Oligocene: Marianna-limestone, Alabama-river; Antigua-formation, Antigua; Meson-formation, Mexico; Costa Rica.

L. sutil Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 109, Pl. XX, fig. 5. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

O. (isorbitoina) tantoyucensis Vaughan et Cole. — T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 30, Pl. 15, fig. 1, 2. — Tantoyuca-formation (Upper Eocene) of Mexico.

L. tempanii Vaughan et Cole. — See L. tournoueri Lem. et Douv.

L. tenu Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 102, Pl. XVIII, fig. 3, 4. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. thompsoni Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 111, Pl. XXI, fig. 1. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

O. (Pliorbitoina) tobleri H. Douv. — Only A-form known. — H. Douvillé, Compt. Rend. Ac. Sc., 1917, p. 844, textfig. 5, 6; H. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 43, textfig. 34, 35; W. P. Woodring, Bull. Am. Ass. Petr. Geol., vol. 11, no. 9, 1927, p. 995; W. L. F. Nuttall, Quart. Journ., vol. LXXXIV, 1928, p. 105, Pl. VIII, fig. 2, textfig. 10; L. M. R. Rutten, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 10, 1928, p. 1067, Pl. C, D, fig. 19—35; M. G. Rutten et L. W. J. Vermunt, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932, p. 237.
Under the name of L. panamensis Cushman: J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 77, Pl. XXXIV, fig. 4—6; W. O. Dietrich, Centralbl. für Mineral. Geol. u. Pal., Jahrg. 1924, p. 186; W. P. Woodring, Bull. Am. Ass. Petr. Geol., vol. 11, no. 9, 1927, p. 993. — Upper Eocene of Point Bontour (Trinidad), Naparima-region and Tonosi River (Trinidad), Venezuelan Andes and Seroe di Cuba (Curaçao).

L. tosca Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 42, Pl. II, fig. 1, 2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. (Nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv. — Only A-form known. — P. Lemoine et R. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., T. XII, fasc. II, 1904, p. 19, Pl. I, fig. 5, Pl. II, fig. 2, 14, Pl. III, fig. 1; H. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 47; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 798, Pl. 33, fig. 6, 7; R. Koch, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 52; R. Koch, Ecl. geol. Helv., vol. 22, no. 2, 1929, p. 160; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 25, Pl. 13, fig. 1, 2.
Under the name of L. tempanii Vaughan et Cole: T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 26, Pl. 13, fig. 3—6. — Oligocene of Erin Point (Trinidad), Mexico, Arbolgrande, Tamailipas (Mexico), Hodge Hill, Antigua.

L. (Nephrolepidina — trybliolepidina) transiens Umbgrove. — Only A-form known. — J. H. F. Umbgrove, W. M., no. 9, 1929, p. 109. — Erin Point, Oligocene, Trinidad.

L. trenada Berry. — W. Berry, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 103, Pl. XIX, fig. 1, 2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

O. (isorbitoina) trinitatis H. Douv. — A- and B-form known. — H. Douvillé, Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. Sér., T. I, mém. no. 2, Feuilles 5 à 11, 1924, p. 34, Pl. I, fig. 1; H. Hodson, Bull. Am. Pal., vol. XII, no. 47, 1926, p. 19; A. Tobler, Ecl. geol. Helv., vol. XX, no. 3, 1927, p. 417; A. Werenfels, Ecl. geol. Helv., vol. XX, no. 4, 1927, p. 483—484; W. L. F. Nuttall, Quart. Journ., vol. LXXXIV, 1928, p. 103, Pl. VIII, fig. 12, 13; R. Koch, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 52; T. W. Vaughan, Journ. Pal., vol. I, no. 4, 1928, p. 289, Pl. 49, fig. 11—13; L. M. R. Rutten, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 10, 1928, p. 1066; R. Koch, Ecl. geol. Helv., vol. 22, no. 2, 1929, p. 160; M. G. Rutten et L. W. J. Vermunt, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932,

p. 234, Pl. I, fig. 4; A. Werenfels, Ecl. geol. Helv., vol. 26, no. 1, 1933, p. 102; P. J. Pijpers, Geology and Paleontology of Bonaire, Diss., Utrecht, 1933, p. 54; D. W. Gravell, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 11, p. 26, Pl. 3, fig. 7, 8.

Under the name of L. ariana W. S. Cole et G. M. Ponton: W. S. Cole et G. M. Ponton, Am. Midl. Nat., vol. XV, no. 2, p. 142, Pl. 2, fig. 1—5.

Under the name of L. atascaderensis Berry: W. Berry, Ecl. geol. Helv., vol. 23, no. 2, 1932, p. 491, Pl. XIV, fig. 3, Pl. XV, fig. 6; J. U. Todd, Geol. Mag., vol. LXX, no. 830, Aug. 1933, p. 348, Pl. XVIII, fig. 1—5.

Under the name of L. bontourana Hodson: H. Hodson, Bull. Am. Pal., vol. XII, no. 47, p. 21, Pl. 5, fig. 2, 4, 5.

Under the name of L. brightoni Berry: W. Berry, Ecl. geol. Helv., vol. 23, no. 2, 1930, p. 493, Pl. XIV, fig. 2 and Pl. XV, fig. 4; J. U. Todd, Geol. Mag., vol. LXX, no. 830, 1933, p. 348.

Under the name of L. carmani Berry: W. Berry, Ecl. geol. Helv., vol. 23, no. 2, 1930, p. 494, Pl. XV, fig. 5.

Under the name of L. columna Berry: W. Berry, Ecl. geol. Helv., vol. 23, no. 2, 1930, p. 492, Pl. XIV, fig. 4, 7; J. U. Todd, Geol. Mag., vol. LXX, no. 830, 1933, p. 348.

Under the name of L. hieronymi Rutten et Vermunt = L. canellei Lem. et Douv. var. hieronymi Rutten et Vermunt: L. G. M. Rutten et L. W. J. Vermunt, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932, p. 234, Pl. I, fig. 3, Pl. II, fig. 10; P. J. Pijpers, Geology and Paleontology of Bonaire, Diss. 1933, Utrecht, p. 53, 54.

Under the name of L. hubbardi Hodson: H. Hodson, Bull. Am. Pal. 1926, vol. XII, p. 21, Pl. V, fig. 1, 3, 7, 11; R. Koch, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 52; Idem, vol. 22, no. 2, 1929, p. 160; D. W. Gravell, Smiths. Misc. Coll., vol. 89, no. 11, 1933, p. 5.

Under the name of L. hubbardi Hodson var. aurarensis Hodson: H. Hodson, Bull. Am. Pal., vol. XII, 1926, p. 23, Pl. V, fig. 6, 8, 9; M. G. Rutten et L. W. J. Vermunt, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932, p. 235—236, Pl. I, fig. 12; D. W. Gravell, Smiths. Misc. Coll., vol. 89, no. 11, 1933, p. 5.

Under the name of L. hubbardi Hodson var. bolivarensis Hodson: H. Hodson, Bull. Am. Pal., vol. XII, 1926, p. 22, Pl. V, fig. 10, Pl. VI, fig. 1; D. W. Gravell, Smiths. Misc. Coll., vol. 89, no. 11, 1933, p. 5.

Under the name of L. kochi Hodson: H. Hodson, Bull. Am. Pal., vol. XII, 1926, p. 24, Pl. VI, fig. 5, 9, 10.

Under the name of L. novitasensis Vaughan: T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 18, 1933, p. 8, Pl. I, fig. 1—4.

Under the name of L. nuttalli Berry: W. Berry, Ecl. geol. Helv., vol. 23, no. 2, 1930, p. 494, Pl. XV, fig. 1; J. U. Todd, Geol. Mag., vol. LXX, no. 830, p. 348.

Under the name of L. schotborghi Rutten et Vermunt: M. G. Rutten et L. W. J. Vermunt, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932, p. 236—237, Pl. I, fig. 14, 15, Pl. III, fig. 5, 7.

Under the name of L. sherwoodensis Vaughan: T. W. Vaughan, Journ. Pal., vol. I, no. 4, 1928, p. 287, Pl. 48, fig. 4—8; J. U.

Todd et R. W. Barker, Geol. Mag., vol. LXIX, 1932, p. 537, Pl. XL, fig. 1, Pl. XLI, fig. 6, Pl. XLII, fig. 4.
Under the name of L. trinitatis H. Douv., var. caribbeanensis Hodson: H. Hodson, Bull. Am. Pal., vol. XII, no. 47, 1920, p. 26, Pl. 4, fig. 5.
Under the name of L. trinitatis H. Douv. var. venezuelana Hodson: H. Hodson, Bull. Am. Pal., vol. XII, no. 47, 1926, p. 20, Pl. 4, fig. 9.
Under the name of L. (Polyl.) vanslobbeni Rutten et Vermunt: M. G. Rutten et L. W. J. Vermunt, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932, p. 238, Pl. I, fig. 11, Pl. II, fig. 9, Pl. III, fig. 3, 4.
Under the name of L. weeksi Hodson: H. Hodson, Bull. Am. Pal., vol. XII, no. 47, p. 23, Pl. 6, fig. 6—8; M. G. Rutten et L. W. J. Vermunt, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932, p. 235. Pl. I, fig. 6.
Under the name of L. zuliana Hodson: H. Hodson, Bull. Am. Pal., vol. XII, no. 47, 1926, p. 25, Pl. 7, fig. 1—3; M. G. Rutten et L. W. J. Vermunt, Proc. K. A. v. W., vol. XXXV, no. 2, 1932, p. 238. — Eocene of Point Bontour, Trinidad; Districts of Miranda and Bolivar, Venezuela; Quebadra Montera, N. Peru, Mount Moriah, Trinidad; Seroe di Cuba, Curaçao, Jamaica, Atascadera-limestone, N.W. Peru, Jefferson County, Florida, Nuevitas, Cuba; Bonaire.

L. trinitatis var. caribbeanensis Hodson. — See O. trinitatis H. Douv.

L. trinitatis var. venezuelana Hodson. — See O. trinitatis H. Douv.

L. (Eulepidina) undosa Cushman. — J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 68, Pl. XXV; T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 820, Pl. 34, fig. 5, 6, 7; T. W. Vaughan, Quart. Journ., vol. LXXXII, 1926, pt. 3, p. 393, Pl. XXIV, fig. 1, 2; H. Douvillé, Compte Rendu Sommaire, Séances Soc. Géol., 1927, Fasc. 4, p. 35, fig. 3, 4; T. W. Vaughan, Journ. Pal., vol. I, no. 4, 1928, p. 294, Pl. 48, fig. 3; W. S. Cole et Gillispie, Bull. Am. Pal., vol. XV, no. 576, p. 3; Nettie E. Gorter et I. M. van der Vlerk, L. G. M., Dl. IV, afl. 2, 1932, p. 110, Pl. 15, fig. 1—4; W. L. F. Nuttall, Petr. Congr., 1933, p. 7; D. W. Gravell, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 11, 1933, p. 30, Pl. 6, fig. 4.
Under the name of L. crassata Cushman: W. Storrs Cole and R. Gillispie, Bull. Am. Pal., vol. XV, 1930, p. 125, Pl. I, fig. 6.
Under the name of L. gigas Cushman: J. A. Cushman, Carn. Inst. Wash., Publ. 291, 1919, p. 64—65, Pl. I, fig. 3—5, Pl. 5, fig. 4, Pl. 15, fig. 5; J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 63, Pl. 19, fig. 1—3 (not fig. 4); T. W. Vaughan, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 35, 1924, p. 799; T. W. Vaughan, Quart. Journ., vol. 82, 1926, p. 396, Pl. 25, fig. 1*a*, 1*b*; W. S. Cole et Gillispie, Bull. Am. Pal., vol. 89, no. 576, p. 125; D. W. Gravell, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 11, 1933, p. 30; T. W. Vaughan, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, 1933, p. 41, Pl. XXII, fig. 1—4.
Under the name of L. perundosa Cushman var. morugensis Waring: G. A. Waring, Hopk. Un. St., no. 7, 1927.
Under the name of L. senni Gorter et Van der Vlerk: Nettie E. Gorter et I. M. van der Vlerk, L. G. M., Dl. IV, afl. 2, 1932, p. 109, Pl. 14, fig. 1—4.

Under the name of L. undulata Cushman: J. A. CUSHMAN, Carn. Inst., Wash. Publ. 291, 1919, p. 60, Pl. 3, fig. 1*a*, 2, 8, 9, Pl. 15, fig. 2—5; J. A. CUSHMAN, Prof. Pap. 125-D, 1920, p. 60, Pl. 15, fig. 2—5. — Antigua-formation (Middle Oligocene) of Antigua, Meson-formation (Middle-Oligocene) of Mexico, Glendon-formation (Middle Oligocene) of Alabama, Moneaque-formation (Middle Oligocene) of Jamaica, Sanluis-limestone (Middle-Oligocene) of Venezuela, Churuguarie-series (Middle Oligocene) of Central Falcon (Venezuela), Cuba.

L. undosa var. tumida. — See L. formosa Cushman.

L. undulata Cushman. — See L. undosa Cushman.

L. vanslobbeni Rutten et Vermunt. — See O. trinitatis H. Douv.

L. vargasi Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 108, Pl. XV, fig. 7. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. variabilis Rutten. — L. M. R. RUTTEN, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 9, 1928, p. 942, Pl. I, fig. 13—22, 23*a*—*h* and 24*a*—*e*. — Eocene of N.W. Peru. — Is a teratological form of O. trinitatis H. Douv.

L. vaughani Cushman. — See L. marginata Michelotti.

L. (Nephrolepidina) verbeeki Newton et Holland. — R. W. BARKER, Geol. Mag., vol. 69, 1932, p. 278, Pl. 16, fig. 1—5; T. W. VAUGHAN, Smiths. Misc. coll., vol. 89, no. 10, p. 35, Pl. 23, fig. 11. — Lower Miocene (not Eocene) of S.W. Ecuador and Middle Oligocene of Cuba.

L. verdunensis Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 38, Pl. I, fig. 1, 2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. vichayalensis Rutten. — Only A-form known. — L. M. R. RUTTEN, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 9, 1928, p. 945; ? J. U. TODD et R. W. BARKER, Geol. Mag., vol. LXIX, 1932, p. 532, Pl. XL, fig. 5, 6. — Parinas-sandstone (Eocene) of N.W. Peru and Lobitos-formation (Eocene) of N.W. Peru. — Is neither Lepidocyclina, nor Orbitoina. Probably Helicolepidina sp.

L. waylandvaughani Cole. — See L. supera (Conrad) H. Douv.

L. weeksi Hodson. — See O. trinitatis H. Douv.

L. wetherellensis Vaughan et Cole. — See L. falconensis Gorter et Van der Vlerk.

L. wilberi Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 70, Pl. IX, fig. 7. — Verdun-formation (Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. woodringi Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 85, Pl. XIV, fig. 4, 5. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. yermensis Berry. — W. BERRY, Hopk. Un. St., no. 9, 1929, p. 62, Pl. VIII, fig. 1, 2. — Verdun-formation (? Oligocene) of N.W. Peru. — Insufficiently described.

L. yurnagunensis Cushman. — See L. canellei Lem. et R. Douv.

L. yurnagunensis Cushman var. morganopsis Vaughan. — See L. morgani Lem. et R. Douv.

L. zuliana Hodson. — See O. trinitatis H. Douv.

1
2
3
4
5
6
7

III. Key for determination of the subgenera and species of Lepidocyclina s. l. in America.

nch bicellular.
iitial chamber is completely surrounded by the id chamber. In horizontal section the first and id chamber form two tangential circles.

Eulepidina.
O l i g o c e n e.
(See 1).

econd chamber surrounds only half the initial iber.

Nephrolepidina.
O l i g o c e n e[1]).
(See 2).

iambers are semicircular, separated by a straight

Lepidocyclina s.s.
O l i g o c e n e[1]).
(See 3).

PIDINA.
hieldshaped.
mns absent. Equatorial chambers hexagonal-atulate. Lateral chambers rectangular-fissiform, t arranged in vertical rows. B-form 40—60 mm.

L. undosa Cushm.
(syn.: L. gigas Cushm.,
L. perundosa Cushm. var. morugensis Waring,
L. senni Gorter et v. d. Vl.,
L. undulata Cushm.).
O l i g o c e n e
(fig. 1, coll. Geol. Mus. Leiden, 3 ×; fig. 2, after Gorter et Van der Vlerk, 16 ×; fig. 3, coll. Geol. Mus. Leiden, 8½ ×).

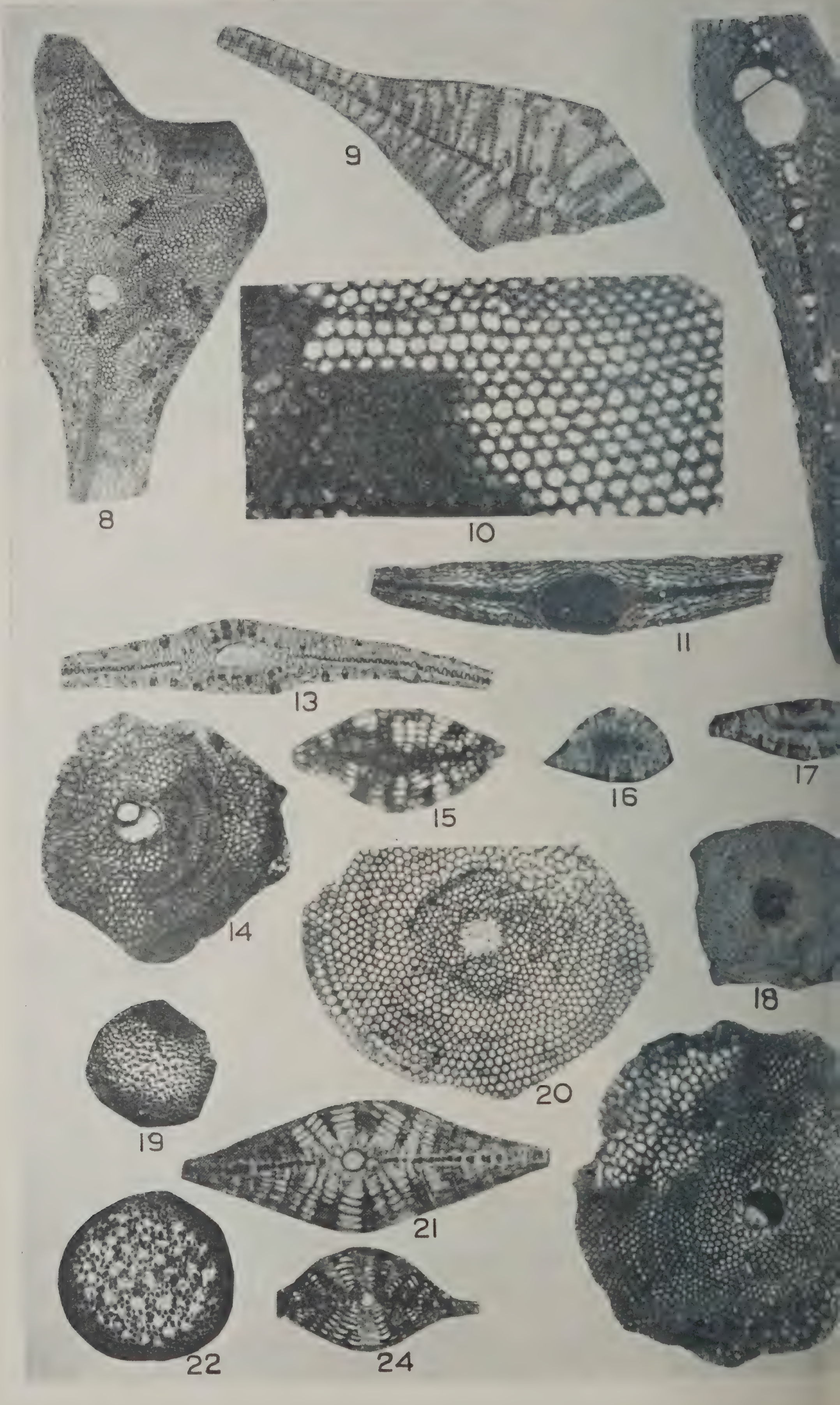
n. 10—15 mm. Columns spread over the whole rface. Equatorial chambers hexagonal-flattened. iteral chambers rectangular, arranged in vertical ws. B-form 30—40 mm.

L. dilatata Mich.
O l i g o c e n e
(fig. 4 and 5, after Lemoine et R. Douvillé; fig. 4, 8 ×; fig. 5, 5 ×).

omphaloid.
atorial chambers hexagonal-flattened. Lateral iambers reactangular. Columns absent. Thick alls of both equatorial and lateral chambers. -form 20—30 mm.

L. formosa Schlumb.
(syn.: L. chattahoocheënsis Cushm.,
L. crassata Cushm.,
L. favosa Cushm.,
L. gigas Cushm. var. duncanensis Cole,
L. gigas Cushm. var. mexicana Cushm.,
L. raulini Lem. et R. Douv.,
L. undosa Cushm. var. tumida Vaughan).
O l i g o c e n e
(fig. 6, after Lemoine et D. Douvillé; 9 ×; fig. 7, after Vaughan 1926, 5 ×).

. 227.


8
9
10
11
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
24

:EPHROLEPIDINA.

'est stellate.

Diam. 4—9 mm. No columns. Equatorial chambers hexagonal, arranged in polygons and elongated in the radius. Lateral chambers fissiform. Walls of both equatorial and lateral chambers thin.

L. dartoni Vaughan.
O l i g o c e n e
(fig. 8 and 9, after Vaughan 1933, 9 ×).

est shieldshaped.

Columns absent.

Diam. 8—12 mm. Equatorial chambers hexagonal and with thick walls. Lateral chambers fissiform. B-form 30—40 mm.

L. fragilis Cushm. [1])
U p p e r   E o c e n e
(fig. 10, after Vaughan 1933, 20 ×); fig. 11, coll. Geol. Mus. Leiden, 14 ×); fig. 12, after Vaughan 1933, 20 ×).

Columns present.

Diam. 10 mm. Columns rather thick and more developed in the central part. Equatorial chambers hexagonal.

L. piedrasensis Vaughan.
O l i g o c e n e
(fig. 13, after Vaughan 1933, 9 ×).

st lenticular.

Columns absent.

Outlines circular.

Diam. 2—5 mm. Equatorial chambers hexagonal. Lateral chambers rectangular, small.

L. lehneri nov. spec.
O l i g o c e n e
(fig. 14 and 15, coll. Geol. Mus. Leiden, 20 ×).

Outline irregular.

Diam. 2—5 mm. Embryonic apparatus forms a transition from nephrolepidine-type to tryblio-lepidine-type. Equatorial chambers hexagonal. Lateral chambers rectangular, large.

L. transiens Umbgrove.
O l i g o c e n e
(fig. 16, 17 and 18, coll. Geol. Mus. Leiden, 20 ×).

Columns present.

Diam. 2—5 mm. Columns spread over the whole surface. Equatorial chambers hexagonal. Lateral chambers very large and rectangular.

L. tournoueri Lem. et R. Douv.
(syn.: L. tempanii Vaughan et Cole).
O l i g o c e n e
(fig. 19 coll. Geol. Mus. Leiden, 11 ×; fig. 20, after Vaughan 1933, 20 ×; fig. 21, after Vaughan 1924, 20 ×).

Diam. 2—5 mm. Some large columns in the central part. Equatorial chambers hexagonal. Lateral chambers rectangular, smaller than those of L. tournoueri.

L. morgani Lem. et R. Douv.
(syn.: L. yurnagunensis Cushm. var. morganopsis Vaughan).
O l i g o c e n e
(fig. 22, coll. Geol. Mus. Leiden, 10 ×); fig. 23, after Lemoine et R. Douvillé, 17 ×; fig. 24, after Cushman 1920, 8 ×).

e p. 227.

25
26
27
28
29
30
31
32
33
3
35
36
37
38

est omphaloid.
Columns distinct especially in the central part. Equatorial chambers hexagonal. Lateral chambers fissiform.

L. marginata Mich.
(syn.: L. vaughani Cushm.).
Oligocene
(fig. 25, coll. Geol. Mus. Leiden, 7 ×; fig. 26 and 27, after Gorter et Van der Vlerk, 12 ×).

Small columns spread over the whole surface. Equatorial chambers hexagonal, towards the periphery they increase in height. Lateral chambers rectangular with in the central part a ratio of width to height of 5 or more to 1.

L. verbeeki Newt. et Holl.
M. Oligocene and Lower Miocene
(fig. 28, after Barker, 18 ×; fig. 29, after Brady, 10 ×).

EPIDOCYCLINA S. STR.
est polygonal.
Diam. 3—10 mm. About 8 irregularly spreading rays extending from the central area to the margin. Small columns spread over the whole surface. Equatorial chambers hexagonal and arranged in polygons. Lateral chambers rectangular.

L. falconensis Gorter et V. d. Vl.
(syn.: L. wetherellensis Vaughan et Cole).
Oligocene
(fig. 30, after Vaughan et Cole 1933, 10 ×; fig. 31 and 32, after Gorter et Van der Vlerk, 16 ×).

st stellate.
Diam. 3½—5 mm. Four radiate arms. Small columns spread over the whole surface. Equatorial chambers hexagonal, flattened in the interradial areas, elongated in the radius. Lateral chambers rectangular.

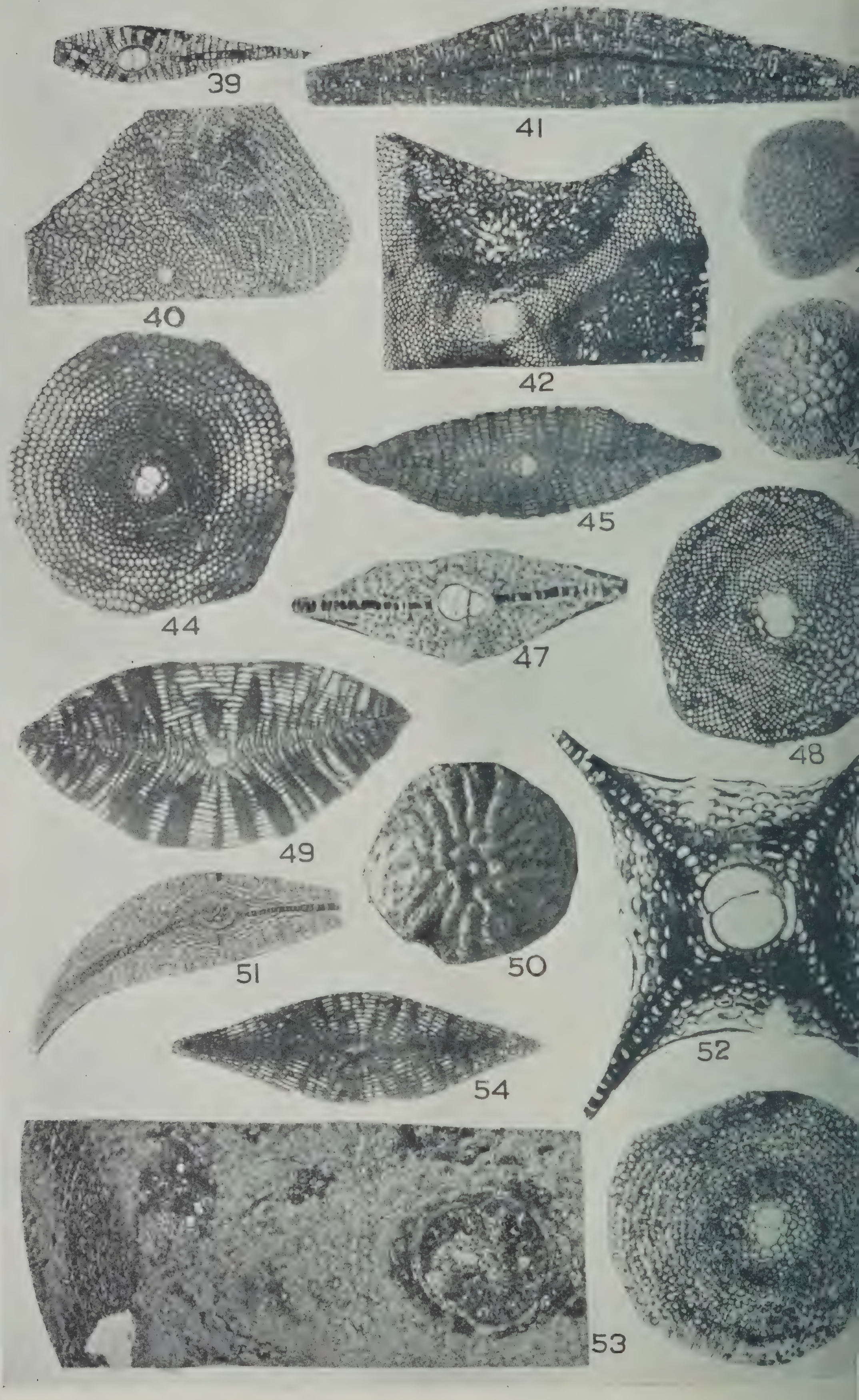
L. asterodisca Nuttall.
Lower Oligocene.
(fig. 33, after Nuttall 1932, 10 ×; fig. 34, after Nuttall 1932, 10 ×).

st saddleshaped.
Equatorial chambers hexagonal. Lateral chambers rectangular. Diam. smaller than 5 mm. Small columns spread over the whole surface.

L. matleyi Vaughan.
Oligocene
(fig. 35 and 36, after Vaughan 1928, 20 ×).

st shieldshaped.
Columns absent.
Equatorial chambers hexagonal and strongly flattened. Lateral chambers rectangular. Walls of both equatorial and lateral chambers thick.

L. mantelli (Morton) Lem. et R. Douv.
(syn.: L. forresti Vaughan).
Oligocene
(fig. 37, after Vaughan 1927, 12 ×); fig. 38, coll. Geol. Mus. Leiden, 20 ×).


39
41
40
42
44
45
47
48
49
50
51
52
54
53

Equatorial chambers hexagonal. Lateral chambers rectangular, open and with thin walls.

L. miraflorensis Vaughan.
Oligocene
(fig. 39 and 40 after Vaughan 1927, 12 ×).

Columns present and spread over the whole surface. Equatorial chambers hexagonal, flattened. Lateral chambers fissiform. Thick walls of both equatorial and lateral chambers.

L. supera (Conrad) Douv.[1]
(syn.: L. georgiana Cushm.,
L. hilli Cushm.,
L. mantelli (Morton) Lem. et R. Douv. var. papillata Cushm.,
L. mortoni Cushm.,
L. ocalana Cushm.,
L. waylandvaughani Cole.
Upper-Eocene — Oligocene.
(fig. 41, coll. Geol. Mus. Leiden, 10 ×; fig. 42, after Cole 1934, 10 ×).

Test lenticular.
Equatorial chambers hexagonal. Lateral chambers rectangular.
Columns small and spread over the whole surface. Diam. 1½—4 mm.

L. canellei Lem. et Douv.
(syn.: L. canellei Lem. et Douv. var. yurnagunensis Cushm.,
L. pancanalis Vaughan et Cole,
L. yurnagunensis Cushm.).
Middle- and Upper-Oligocene
(fig. 43, after H. Douvillé 1934, 10 ×; fig. 44, after Vaughan 1933, 20 ×; fig. 45, after Lem. et Douvillé, 18 ×).

Columns strongly developed and only present in the central part.
Costae absent.
Lateral chambers lenticular, small and with thick walls. Diam. 3 mm. Diam. B form 5 mm.

L. parvula Cushm.
Oligocene
(fig. 46, after Vaughan 1933, 5 ×; fig. 47, after Vaughan 19[illegible], 20[illegible]).

Lateral chambers rectangular, large and with thin walls. Diam. 3—8 mm.

L. sanluisensis Gravell.
Middle Oligocene
(fig. 48, after Gravell 1933, 18 ×); fig. 49, after Gravell 1933, 16 ×).

Costae present.
Equatorial chambers hexagonal, flattened near the central part; near the periphery they are elongated and spatulate. Diam. about 3½ mm.

L. giraudi R. Douv.
(syn.: L. parvula Cushm. var. crassicosta Vaughan et Cole).
Oligocene
(fig. 50, after Vaughan 1933, 10 ×).

IV. Key for determination of the sub-genera and species of Orbitoina in America.

Nucleoconch bicellular, with thin-walled semicircular chambers.

Isorbitoina
Eocene
(See 1).

Nucleoconch pluricellular, composed of one large chamber with several chambers around its periphery.

Pliorbitoina
Eocene
(See 2).

Nucleoconch pluricellular, composed of 4 or 5 chambers, which passage into a spiral.

Polyorbitoina.
Eocene
(See 3).

1. ISORBITOINA.
Test saddleshaped.
Diam. 8—14 mm. Small columns in the central part.
Equatorial chambers ogival and flattened in radial direction. Lateral chambers large and fissiform.

O. semmesi Vaughan et Cole.
(syn.: L. semmesi Vaughan et Cole var. granosa Vaughan et Cole).
Upper Eocene
(fig. 51, after Vaughan 1933, 9 ×).

Equatorial chambers rhomboid. Lateral chambers lenticular. Some large columns in the central part. Ratio diameter to thickness about 4 : 1. Diam. 5—10 mm.

O. meinzeri Vaughan.
Eocene
(fig. 52, after Vaughan 1933, 17 ×).

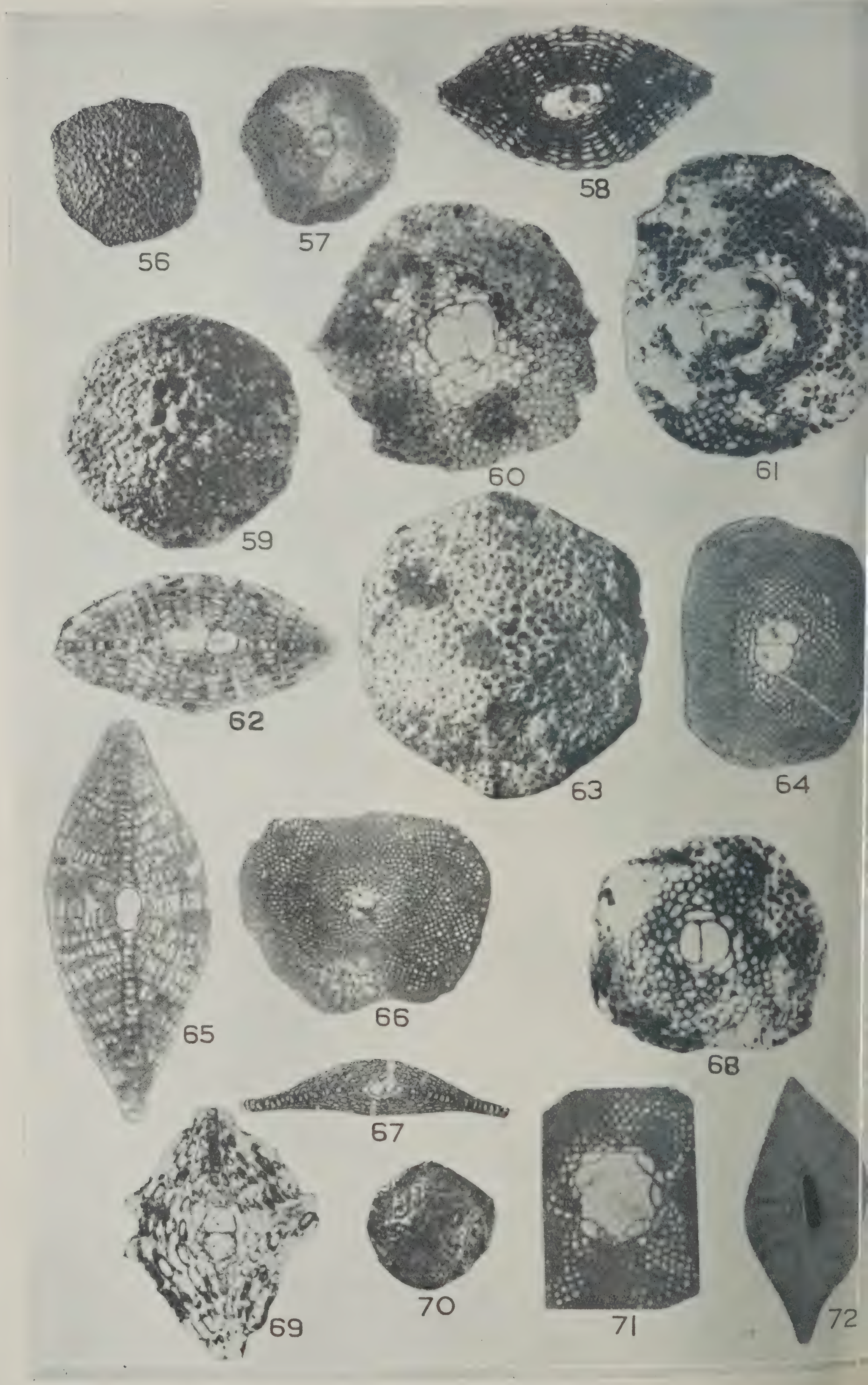
Test shieldshaped.
Columns present. Diam. 5—14 mm. Columns small and spread over the whole surface. Equatorial chambers ogival and flattened in radial direction. B-form 18 mm.

O. tantoyucensis Vaughan et Cole.
Upper Eocene
(fig. 53, after Vaughan 1933, 20 ×.

Test lenticular.
Columns absent. Equatorial chambers lozengeshaped. Lateral chambers lenticular. Diam. 1—3 mm.

O. r. douvillei Lisson.
(syn.: L. peruviana Cushm., L. subglobosa Nuttall).
Upper Eocene
(fig. 54, after Todd et Barker 1932, 36 ×; fig. 55, after Todd et Barker 1932, 18½ ×).

[1] See p. 227.


56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72

lumns present. Equatorial chambers rhomboid. Lateral chambers lenticular, open and with thick walls.

Columns small and spread over the whole surface.

Diam. 1—5 mm.

O. trinitatis Douv.
(syn.: L. ariana Cole et Ponton,
L. atascaderensis Berry,
L. bontourana Hodson,
L. brightoni Berry,
L. carmani Berry,
L. columna Berry,
L.hieronymi Rutten et Vermunt = L. canellei Lem. et R. Douv. var. hieronymi Rutten et Vermunt,
L. hubbardi Hodson,
L. hubbardi Hodson var. aurarensis Hodson,
L. hubbardi Hodson var. bolivarensis Hodson,
L. kochi Hodson,
L. novitasensis Vaughan,
L. nuttalli Berry,
L. schotborghi Rutten et Vermunt,
L. sherwoodensis Vaughan,
L. trinitatis Douv. var. caribbeanensis Hodson,
L. trinitatis Douv. var. venezuelana Hodson,
L. vanslobbeni Rutten et Vermunt,
L. weeksi Hodson,
L. zuliana Hodson).
Eocene
(fig. 56 and 57, after Gorter et Van der Vlerk, 7½ ×; fig. 58, coll. Geol. Mus. Leiden, 15 ×; fig. 59, after Hodson 1926, 13 ×; fig. 60, after Hodson 1926, 25 ×; fig. 61, after Hodson 1926, 32 ×; fig. 62, after Hodson 1926, 25 ×).

Columns strongly developed and especially present in the central part. Equatorial chambers lozengeshaped.

O. pustulosa Douv.
Upper Eocene
(fig. 63 and 64, after Gorter et Van der Vlerk, 8 ×; fig. 65, after Todd et Barker 1932, 31 ×).

omphaloid.

Equatorial chambers lozengeshaped. Lateral chambers lenticular, small. Columns only developed in the central part.

Columns small.

Diam. 5—7 mm. Ratio diam. to thickness 3 to 4: 1.

O. macdonaldi Cushm.
Upper Eocene
(fig. 66, after Gravell, 13 ×); fig. 67, after Cushman 1920, 8 ×).

Equatorial chambers arcuate. Lateral chambers lenticular with open chambers.

Columns large.

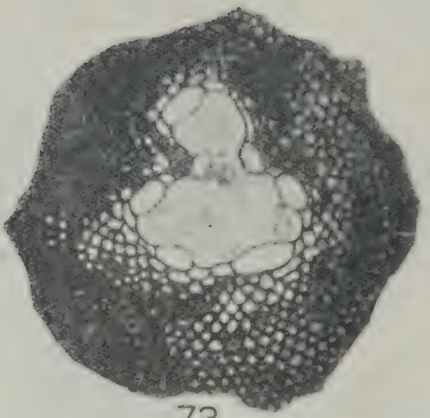
Diam. 1½—4 mm. Ratio diam. to thickness 1 to 2 : 1.

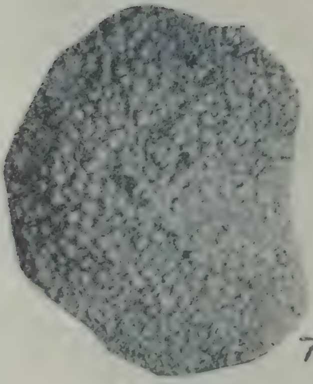
O. maracaibensis Hodson.
(syn.: L. r. douvillei Lisson var. armata Rutten = L. armata Rutten,
L. kugleri Gorter et v. d. Vl.).
Upper Eocene
(fig. 68, after Hodson 1926, 35 ×; fig. 69, after Hodson 1926, 33 ×).

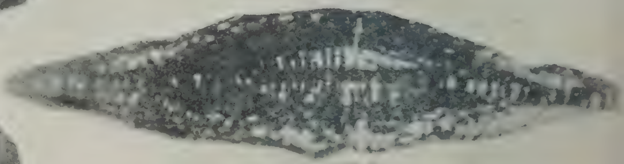
PIORBITOINA.

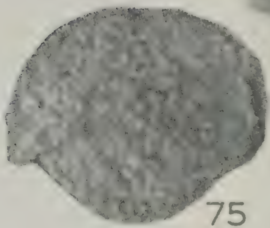
t omphaloid. Equatorial chambers ogival. Lateral chambers lenticular ,small. Columns small and only developed in the central part.

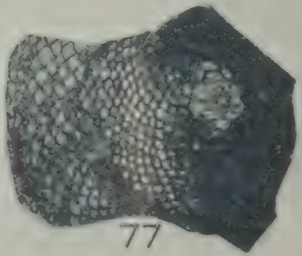
O. tobleri Douv.
(syn.: L. panamensis Cushm.)
Eocene
(fig. 70, coll. Geol. Museum Leiden, 12 ×; fig. 71, after Nuttall 1928, 20 ×; fig. 72, after Rutten et Vermunt 1932, 13 ×; fig. 73, coll. Geol. Mus. Leiden, 20 ×).

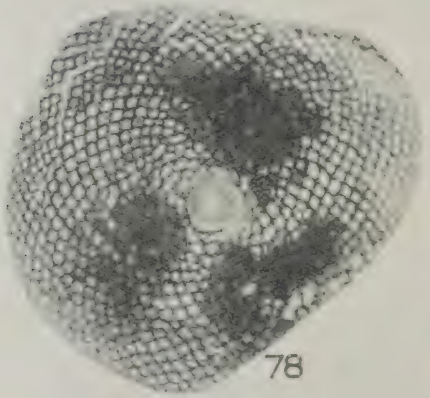

73

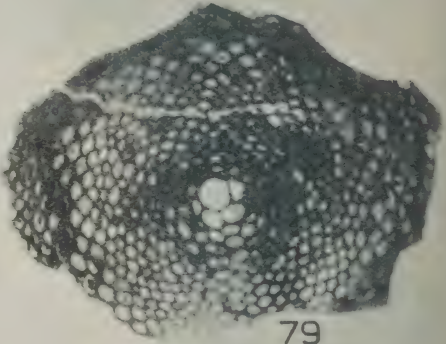

74

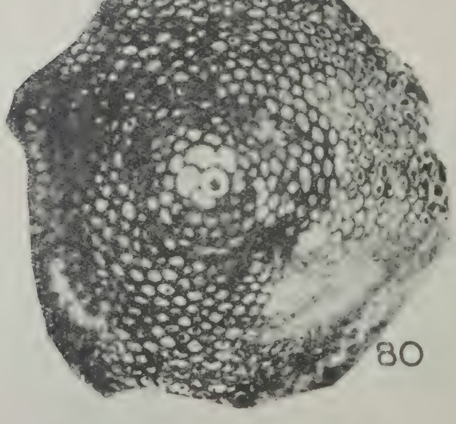

76

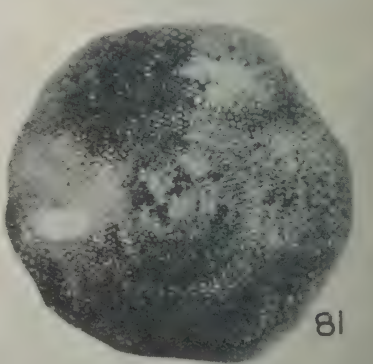

75


77


78

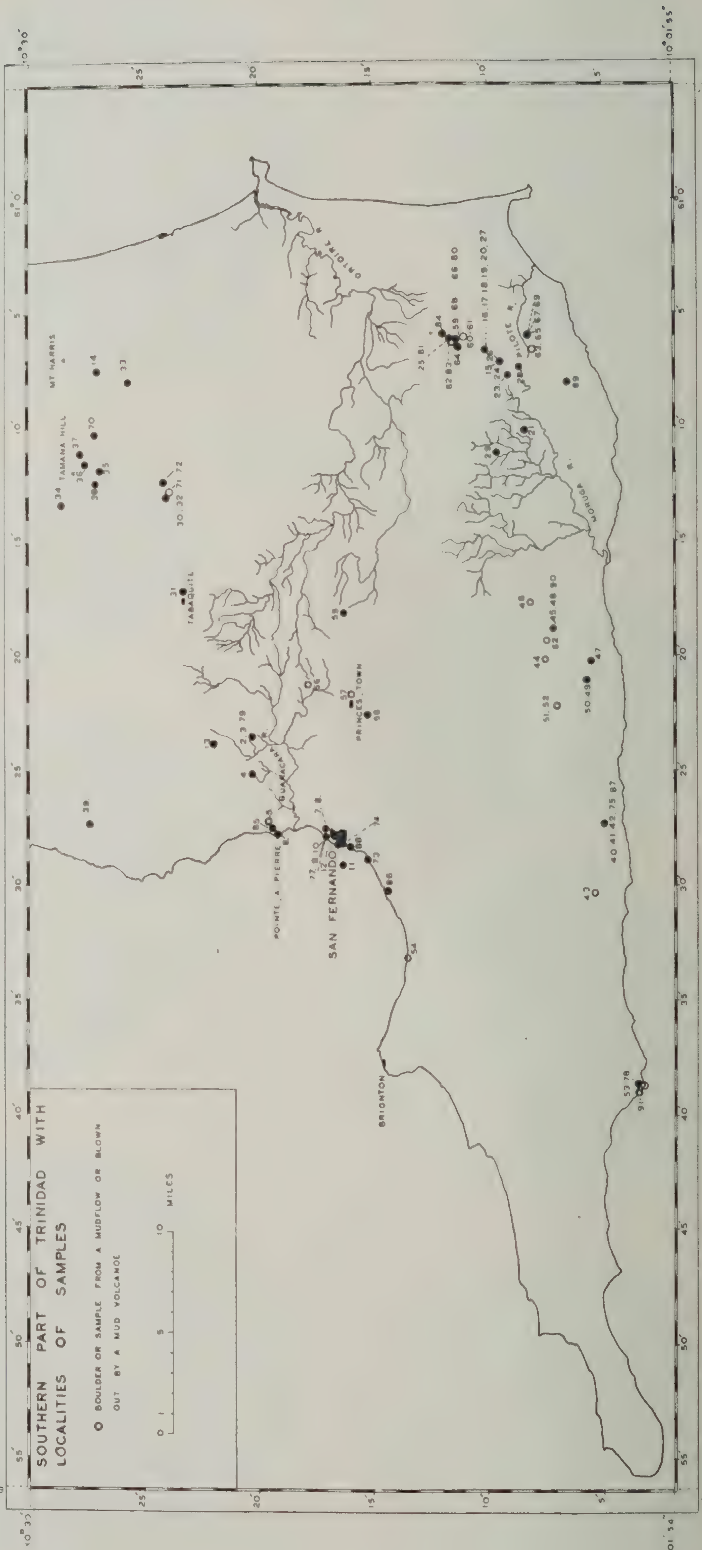

79


80


81

OLYORBITOINA.
est lenticular. Diam. 2½—5 mm. Columns present. Equatorial chambers arcuate. Outer wall curved, inner wall pointed. Lateral chambers lenticular, with very thick walls and irregularly arranged. Diam. B-form 6—8 mm.

O. proteiformis Vaughan.
(syn.: L. gardnerae Cole)
Eocene
(fig. 74, after W. S. Cole 1929, × 8; fig. 75, after Vaughan 1923, × 10; fig. 76, after W. S. Cole 1929, × 15; fig. 77, after Vaughan 1923, × 15; fig. 78, after Vaughan 1923, × 15; fig. 79, after W. S. Cole 1929, × 20; fig. 80, after W. S. Cole 1929, × 28; fig. 81, after W. S. Cole 1929, × 7.


SOUTHERN PART OF TRINIDAD WITH LOCALITIES OF SAMPLES
O BOULDER OR SAMPLE FROM A MUDFLOW OR BLOWN OUT BY A MUD VOLCANO
0 1 5 10 MILES
SAN FERNANDO
PRINCES TOWN
TABAQUITE
TAMANA HILL
MT HARRIS
POINTE A PIERRE
BRIGHTON
ORTOIRE R.
PILOTE R.
MORUGA R.
GUARACARA R.

V. The samples from Trinidad.

1. The fossil contents of the samples.

1. Ben Lomont Hill. Tectonical wedge. N. 10. 17. 47. W. 61. 24. 20.
F. W. Penny, no. 390.
A light brown, highly fossiliferous limestone.
Larger Foraminifera: *Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv., Discocyclina sp.*

2 and 3. Morne Roche Quarry. N. 10. 20. 15. W. 61. 23. 30.
F. W. Penny and P. W. Jarvis, no. A. 23.
A dark grey limestone with a red weathered crust.
Larger Foraminifera: *Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv., Camerina sp., Discocyclina sp.*

4. Gasparillo Quarry. Guaracara limestone. N. 10. 20. 12. W. 61. 25. 7.
F. W. Penny and P. W. Jarvis.
An ochry yellow cavernous limestone.
No larger Foraminifera. Amphistegina sp. Operculina sp.

5. Bon Accord, block from a boulder bed. N. 10. 19. 30. W. 61. 27. 10.
A grey, somewhat cavernous limestone.
No Foraminifera.

6. Pointe a Pierre. No. 1. Reservoir. N. 10. 19. 7. W. 61. 27. 43.
F. W. Penny, no. P. 229.
A dark limestone.
Larger Foraminifera: *Discocyclina* sp.

7. Vistabella, San Fernando. N. 10. 17. 5. W. 61. 27. 30.
F. W. Penny, nos. 29 and 314.
A light brown limestone.
in 29: Larger Foraminifera: *Discocyclina* sp.
in 314: Larger Foraminifera: *Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv., Orbitoina (isorbitoina) pustulosa Douv., Orbitoina (pliorbitoina) tobleri Douv., Orbitoina (isorbitoina) maracaibensis Hodson, Camerina sp., Discocyclina sp., Helicolepidina sp.*

8. Vistabella, San Fernando. N. 10. 17. 5. W. 61. 27. 30.
F. W. Penny, nos. 29 and 314.
Weathered material.
Larger Foraminifera: *Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv.; Orbitoina (isorbitoina) maracaibensis Hodson; Orbitoina (isorbitoina) pustulosa Douv.; Orbitoina (Pliorbitoina) tobleri Douv.; Discocyclina sp.; Helicolepidina sp.*

9. Mount Moriah Sands, tanks north of San Fernando Railway Station.
N. 10. 17. 4. W. 61. 27. 52.
Only washed samples.

Larger Foraminifera: *Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv.; Orbitoina (isorbitoina) tobleri Douv.; Discocyclina sp.; Helicolepidina sp.*

10. Blocks from approximately same locality as no. 9.
F. W. Penny, no. 304.
A dark grey limestone.
Larger Foraminifera: *Orbitoina (isorbitoina) maracaibensis Hodson; Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv.; Orbitoina (pliorbitoina) tobleri Douv.; Discocyclina sp.*

11. Farallon Rock. Operculina limestone. N. 10. 16. 20. W. 61. 29. 7.
A limestone build up by *Operculina.*
Larger Foraminifera: *Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv.*

12. Bontour Point, lens of marl in Mount Moriah Silts, about 150 feet north of N. 10. 16. 30. W. 61. 28. 15.
Larger Foraminifera: *Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv.; Orbitoina (isorbitoina) pustulosa H. Douv.; Discocyclina sp. (stellate form); Helicolepidina sp.*

13. Hibernia, road just near Estate House. Montserrat Sands, high up in Brasso Series. Much higher than sample 4. N. 10. 21. 55. W. 61. 23. 48.
A brown *Operculinella*-bearing limestone.
No larger Foraminifera.

14. Cunapo Southern Road, stream west of 11¾ mile. About N. 10. 27. 45. W. 61. 7. 30.
A tuffoid calcareous sandstone without foraminifera.

15. Kapur Ridge, East of Zyndel's Trinidad locality 11; cf. no. 26.
A light brown limestone.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger.*

16. Mapepire River, south of James Branch, Guayaguayare. Coll. Zyndel. Douvillé sample 9*b*.
A brownish limestone.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) cf. lehneri nov. spec.; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman; Heterostegina sp.*

17. Mapepire River.
Lehner, no. 1410 (1923).
A light brown limestone.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. spec.; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman.*

18. Mapepire River, south of James Branch. Douvillé sample 9*a*. Zyndel.

Grey glauconiferous limestone.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Nephrol.) tournoueri, Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s. s.) canellei H. Douv.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. spec.; Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata Mich.; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Heterostegina sp.*

19. Same as 18. Douvillé sample 9*c*.

A grey limestone with some undeterminable species of *Lepidocyclina, Carpenteria, Globigerina, Rotalia, Textularia,* etc.

20. Mapepire River, N.E. branch.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger.*

21. Blacksoil River, Jacks branch. Zyndel. Douvillé sample no. 7.

A grey limestone.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Eulepidina) sp.; Miogypsina sp.*

22. Guayaguayare Road, 60 chains east of 9⅛th mile. Parkinson.

A foraminiferal lumachelle.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) fragilis Cushman; Lepidocyclina (Nephrolepidina) verbeeki Newton et Holland; Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. spec.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Eulepidina) sp.*

23. Logeon River, western branch of N. 10. 9. 4. W. 61. 7. 42.

A dark grey limestone.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) verbeeki Newton et Holland; Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. sp.; Heterostegina sp.*

24. Idem. Lehner, 1922.

A light brown limestone.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Lepidocyclina (Nephrolepidina) sp.*

25. Lizard anticline. N. 10. 11. 35. W. 61. 6. 5.
Maerky, no. S. 99.
A greyish brown limestone.
No larger Foraminifera.

26. East of Kapur Ridge, cf. no. 15.
Zyndel. Douvillé sample no. 11.
A greyish limestone foraminiferal lumachelle.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani H. Douv.; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger.*

27. Head of Mapepire River.
E. Lehner, nos. 1399—1401 (1923).
A dark grey limestone.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Lepidocyclina) canellei H. Douv.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. spec.; Heterostegina sp.*

28. Head of Petit Pilote River.
Zyndel. Douvillé sample no. 8.
A grey limestone.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. spec.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani H. Douv.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) verbeeki Newton et Holland; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman.*

29. S.E. Corner of Cats Hill Reserve. N. 10. 9. 35. W. 61. 11. 10.
A yellow limestone.
Larger Foraminifera: *Miogypsina sp.*
a fragment of a *Lepidocyclina.*

30. Boussignac Limestone. N. 10. 24. 00. W. 61. 13. 4.
Larger Foraminifera: *Orbitoina (pliorbitoina) tobleri H. Douv.; Orbitoina (isorbitoina) pustulosa H. Douv.; Discocyclina sp.*

31. Baccus River, South of Tabaquite Nariva Road. Guaracare Limestone.
N. 10. 23. 15. W. 61. 17. 12.
F. W. Penny no. 289.
A light greyish limestone.
Larger Foraminifera: *Miogypsina sp.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. sp.*

32. Boussignac. Silts associated with sample 30.
A marl.

Larger Foraminifera: stellate forms of *Discocyclina, Orbitoina (pliorbitoina) tobleri H. Douv.; Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv.; Orbitoina (isorbitoina) pustulosa Douv.; Helicolepidina spiralis Tobler.*

33. Biche Village Quarry. Tamana Limestone. Coordinates for Biche Village: approx. N. 10. 25. 40. W. 61. 7. 65.
F. W. Penny no. 269.
A light brown limestone.
Without any larger foraminifera. Operculina sp.

34. Cumuto Road, 17th mile. Old Quarry. N. 10. 28. 30. W. 61. 13. 25.
F. W. Penny no. 86.
(lower Miocene: W. C. Mansfield).
A brown limestone.
Without any larger Foraminifera.

35. 14½ Mile on Guaico-Tamana Road. Tamana Limestone or Brasso Limestone. N. 10. 26. 52. W. 61. 11. 51.
F. W. Penny no. 82.
A dark grey limestone.
Without any larger Foraminifera. Operculina sp.

36. Guaico-Tamana Road, 13⅝th mile. *Operculina* Limestone. N. 10. 27. 30. W. 61. 11. 37.
F. W. Penny no. 81.
A light brown Operculina-limestone.
Without any larger Foraminifera.

37. Guaico-Tamana-Road, 12¾ miles. *Amphistegina*-Limestone. N. 10. 27. 45. W. 61. 11. 10.
A light brown *Amphistegina* limestone. No larger Foraminifera.

38. Cumuto Road, 19¾ mile. N. 10. 27. 5. W. 61. 12. 28.
F. W. Penny no. 84.
A red limestone.
Without any larger Foraminifera.

39. Machapooree Quarry. *Amphistegina* Limestone. N. 10. 27. 22. W. 61. 27. 20.
A yellow *Amphistegina*-limestone.
Without any larger Foraminifera.

40. Morne Diablo Quarry, hard rock. N. 10. 5. 0. W. 61. 27. 20.
F. W. Penny no. 97.
A light greyish yellow limestone.
Larger Foraminifera: *Miogypsina sp.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani H. Douv.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) supera Conrad.*

41. idem, washing from bed „2''.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Lepidocyclina) supera Conrad; Miogypsina sp.*

42. idem, washing from bed „4''.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H.Douv.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) giraudi R. Douv.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) supera Conrad; Miogypsina sp.*

43. Coora Road, 7¼ mile. Boulder in stream east of road. Probably from a mudflow. About N. 10. 5. 22. W. 61. 30. 20.

F. Penny no. 256.

A dark grey limestone.

Larger Foraminifera: Only *Miogypsina.*

44. Head of Moriquite River. Blocks in Ravine. Probably from a mudflow. About N. 10. 7. 30. W. 61. 20. 10.

F. W. Penny no. 123.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani H. Douv.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) supera Conrad.*

45. Meijas (Cunin) Quarry. N. 10. 7. 10. W. 61. 18. 50.

A light yellow limestone.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.; Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman.*

46. Cortez Trace, Boulder in stream. Probably from a mudflow. N. 10. T. 7. W. 61. 17. 42.

F. W. Penny no. 125.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman; Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. spec.*

47. Head of la Lune River. Zyndel locality no. 4. Probably N. 10. 5. 30. W. 61. 20. 15.

A yellow limestone.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman.*

48. Same as 45, loose orbitoids washed from detritus.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) matleyi Vaughan; Heterostegina sp.*

49. Marac Quarry, fresh limestone. N. 10. 5. 40. W. 61. 21. 5.

A dark grey limestone.

Only a fragment of a *lepidocyclina.* No determinable larger foraminifera.

50. idem. Orbitoidal lens in shales adjacent to limestones.

Larger Foraminifera: *Miogypsina sp.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) dartoni Vaughan; Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman.*

51. Karamat Mudvolcanoe, limestones blown out. N. 10. 7. 0. W. 61. 22. 11.
Larger Foraminifera: *Heterostegina sp.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) verbeeki Newton et Holland; Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. spec.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Lepidocyclina) canellei H. Douv.*

52. idem, loose orbitoids picked from mud.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger.*

53. Erin Point, blown out by mud volcano. N. 10. 02. 15. W. 61. 38. 43.
A dark grey limestone.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Nephrolepidina-Trybliolepidina) transiens Umbgrove; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Heterostegina sp.*

54. Aripero Coast, loose blocks. ? locality mentioned by Douvillé? Zyndel. About N. 10. 13. 35. W. 61. 33. 10.
Larger Foraminifera: Only *Discocyclina sp.* No *Orbitoina, Camerina sp.*

55. Adivinanza Quarry. *Amphistegina* Rock. N. 10. 16. 15. W. 61.18. 10. F. W. Penny no. 153.
A brown cavernous limestone.
No larger Foraminifera.

56. Brothers Estate, weathered clay (mudflow?) from Pit on this estate. Estate situated around N. 10. 17. 50. W. 61. 21. 15.
F. W. Penny no. 151.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa Cushman; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) parvula Cushman; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.*

57. Craignish Trig. Station. Boulder on Hill, probably near situ. N. 10. 15. 53. W. 61. 21. 40.
F. W. Penny no. 171.
A light yellow cavernous limestone.
No larger Foraminifera.

58. Lothians Quarry. N. 10. 15. 13. W. 61. 22. 33.
A light yellow cavernous limestone.
No larger Foraminifera.

59. Lizard Springs. N. 10. 11. 18. W. 61. 6. 10.
Maerky no. 104.
A dark brown limestone.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Miogypsina sp.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.*

60. Lizard Springs. Puddingstone. Boulder probably from mudflows. Lehner no. 951.

A dark grey limestone.

Larger Foraminifera: *Camerina sp.; Discocyclina sp.*

61. Lizard Springs. Supposedly cretaceous clay containing orbitoidal forms.

Mearky no. 102, III.

Larger Foraminifera: *Discocyclina sp.; Camerina sp.*

62. Moruga River. Block in mudflow.

Lehner no. 581 (1926).

A dark grey limestone.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata Mich.; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumb.; Lepidocyclina sp.*

63. Guayaguayare. Probably from mudflow.

Lehner no. 1158.

A light brown limestone.

Larger Foraminifera: *Miogypsina sp.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani Lem. et Douv.; Lepidocyclina sp.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei Lem. et Douv.*

64. Lizard Springs. Ravin Ampelu.

Lehner nos. 427 and 428.

A dark brown limestone.

Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei Lem. et Douv.; Miogypsina sp.; ? Camerina sp.*

65. Guayaguayare.

Lehner no. 955.

Two stones:

1e. A brownish ochry limestone.

Larger Foraminifera: *Miogypsina sp.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.; ? Camerina sp.*

2e. A grey limestone.

Larger Foraminifera: *Camerina sp.; Discocyclina sp.*

66. Lizard Springs.

Lehner no. 747 (1924).

A red limestone.

Larger Foraminifera: *Orbitoina (pliorbitoina) tobleri H. Douv.; Lepidocyclina sp.*

67. Guayaguayare.

Lehner no. 1074.

A dark grey limestone.

Larger Foraminifera: *Camerina sp.; Discocyclina sp.*

68. Lizard Springs. Little stream north of 1¼ mile on Duckham Road.

Lehner no. 586.

A brown limestone.

Larger Foraminifera: *Camerina sp.; Discocyclina sp.; Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv.; Orbitoina (isorbitoina) meinzeri Vaughan.*

69. Guayaguayare.
Lehner no. 956.
A dark grey silicified limestone.
Larger Foraminifera: *Discocyclina sp.; Camerina sp.; Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv.*

70. Cunapo River. Blocks. Probably about N. 10. 27. 3. W. 61. 10. 20.
F. W. Penny no. 493.
Sample absent.

71. Boussignac, near wells L and M. Exact locality not known, probably not the same as sample no. 30, erratic.
A brownish limestone.
Larger Foraminifera: *Heterostegina sp.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.; Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. spec.*

72. Head of Cush River.
F. W. Penny no. 288.
A grey limestone.
No larger Foraminifera.

73. Foram. Mount No. 62. *Heterostegina* from Alley Creek Shell Bed. N. 10. 15. 20. W. 61. 29. 00.
A dark brown limestone.
Larger Foraminfera: *Miogypsina sp.; Heterostegina sp.*

74. Top of Cliff south of Bontour Point. Probably same as Jarvis Cipero Section 11. Foram. Mount 8. N. 10. 16. 20. W. 61. 28. 20.
A light brown marl.
Larger Foraminifera: *Orbitoina (pliorbitoina) tobleri H. Douv.; Discocyclina sp.*

75. Scree from Morne Diablo, same as no. 40.
P. W. Jarvis.
A yellow marl.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) supera Conrad; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Miogypsina sp.*

76. Picked material from Vistabella. Same as 7 and 8 picked by Jarvis.
Sample absent.

77. Mount Moriah silts from Railway Tank Site at San Fernando. Same as no. 9, picked foram. mount no. 3.
A light brown marl.
Larger Foraminifera: *Orbitoina (pliorbitoina) tobleri H. Douv.; Discocyclina stellata.*

78. „Erin Point'' (cf. no. 53). Collected from a reef visible only at low tide and said to be in situ.
C. C. Wilson.

1e. A dark grey limestone.
No larger Foraminifera.

2e. „Erin Point'', „Punta Blanca'' Duplicate sample.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) matleyi Vaughan; Lepidocyclina sp.; Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Heterostegina sp.*

79. Morne Roche (cf. samples 2 and 3); sandy clay overlying orbitoidal rock.
No larger Foraminifera.

80. Lizard Springs. LS. 104. Same as no. 59.
A dark grey limestone.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Eulepidina) formosa Schlumberger; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.; Miogypsina sp.; Camerina sp.*

81. Lizard Springs. LS. 99. Same as no. 25.
A brownish limestone.
Larger Foraminifera: *Discocyclina sp.*

82. Lizard Springs. LS 95. N. 10. 11. 30. W. 61. 6. 14.
Glauconit brecci.
No larger Foraminifera.

83. Lizard Springs. LS 62. N. 10. 11. 30. W. 61. 6. 17.
A dark grey brownish limestone.
No larger Foraminifera.

84. Lizard Springs. LS. 78. N. 10. 11. 54. W. 61. 5. 55.
A brown limestone.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri H. Douv.; Lepidocyclina sp.*

85. Pointe a Pierre, Railway Station. N. 10. 19. 19. W. 61. 27. 27.
Oolithic limestone, weathering red and looking like grit.
No larger Foraminifera.

86. Orbitoidal limestone (presumably of old eocene age) as boulder in the Plaisance Conglomerate (believed to be about Jacksonian). Hermitage Quarry „c''.
No larger Foraminifera.

87. Morne Diablo Quarry cf. Nos. 40—42, 75.
H. G. Kugler no. 2638.
A white limestone.
Larger Foraminifera: *Miogypsina sp.; Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.*

88. Block of Orbitoidal Limestone, 200 feet north of Bontour Point, San Fernando.
A partly crystallized reef-limestone.

Larger Foraminifera: *Discocyclina sp.; Orbitoina (pliorbitoina) tobleri H. Douv.; Orbitoina (isorbitoina) sp.*

89. Guayaguayare. La Bouée River, Pit Muehlemann 1337.
A yellow limestone.
Larger Foraminifera: *Orbitoina (isorbitoina) trinitatis H. Douv.; Orbitoina (pliorbitoina) tobleri H. Douv.; Orbitoina (isorbitoina) macdonaldi; Orbitoina (isorbitoina) supera Conrad; Discocyclina sp.; Helicolepidina sp.*

90. Meijas Quarry cf. no. 45 and 48.
H. G. Kugler no. 2292.
A dark brown orbitoidal limestone.
Larger Foraminifera: *Lepidocyclina (Lepidocyclina s.s.) canellei H. Douv.; Lepidocyclina (nephrolepidina) lehneri nov. spec.; Lepidocyclina(Eulepidina) sp.; Miogypsina sp.; Heterostegina sp.*

91. Erratic lumps of glauconite Orthophragmina Limestone, contained in the reef of orbitoidal marlstone, sent previously as no. 78. Erin, Punta Blanca.
At the outside of the stone: Oligocene Orbitoids: *Lepidocyclina (nephrolepidina) tournoueri Lem. et Douv.; Lepidocyclina (Eulepidina) sp.*
In the centre of the stone: *Discocyclina sp.*

2. Conclusions on the age of the samples from Trinidad.

Eocene: 1, 2, 3, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 25, 30, 32 (cretaceous?), 54 (cretaceous?), 60 (cretaceous?), 61 partly, 65, 66, 67, 68, 69, 74, 88 partly, 91.

Oligocene: 15, 16, 17, 18, ? 19, 20, 21, 22, 23, 24, 26, 27, 28, 29, 31, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, ? 49, 50, 51, 52, 53, 56, 59, 62, 63, 64, partly 65, 71, 73, 75, partly 78, 80, ? 84, 87, 90, partly 91.

Miocene: 4, 13, 14, 33, ? 34, 35, 36, 37, ? 38, 39, 55, ? 57, ? 58, 79.

No larger Foraminifera: 5, 25, 72, 81, 82, 83, 85, 86.

3. Description of the new species:

Lepidocyclina (Nephrolepidina) lehneri nov. spec.

(see the figures 14 and 15).

Syn. L. sumatrensis (non Brady) J. A. Cushman, Prof. Pap. 125-D, 1920 p. 76, Pl. XXXIII, fig. 10—11.
R. E. Koch, Ecl. geol. Helv., vol. 21, no. 1, 1928, p. 52.
L. M. R. Rutten, Proc. K. A. v. W., vol. XXXI, no. 10, 1928, p. 1062.

Test lenticular, surface no papillate. Diameter of the megalospheric form 1—2.5 mm., thickness about 0.4—1 mm.

The equatorial section shows the embryonic chambers, who are of nephrolepidine type. The diameter of the embryonic apparatus, measured across both chambers, is 0.9 mm.; the thickness of the chamberwall is 0.05 mm. The median chambers are hexagonal, and arranged in circles. The median chambers in the vertical section are quadrangular; they increase gradually in size from the centre to the periphery.

The lateral chambers are rectangular, and arranged in vertical rows. On both sides of the median layer lie about 10—12 lateral chambers; the ratio of length to thickness is in the middle of the test about 2:1; towards the edge never less then 1:1. The chambers are 30—40 μ high and 60—100 μ long. No pillars are present.

Locality: Trinidad. Mapepire river 17 and 18;
Gayaguayare Road 22;
Logeon River 23;
Head of Petit Pilote River 28;
Baccus River 31;
Cortez trace 46;
Karamat Mudvolcanoe 51;
Boussignac limestone 71;

Geological Horizon: Oligocene.

CONTRIBUTIONS TO THE GEOLOGY OF THE EAST INDIES FROM THE SNELLIUS EXPEDITION

Part I Volcanoes

BY

PH. H. KUENEN

(Rock analyses by CATHARINA KOOMANS)

CONTENTS:

		pag.
1.	General Introduction to this series	274
2.	The Penanggoengan	274
3.	The Tengger caldera	284
4.	The Kloet	289
5.	Sangean	290
6.	Paloeweh	292
7.	Goenoeng Api, north of Wetar	294
8.	Seroea	298
9.	Tidore	301
10.	Sketches of P. Poera Besar, Dammar, Ternate, Maitara	311
11.	Remarks on the petrology of East Indian volcanoes:	
	A. The chemical investigations by Esenwein	314
	B. Inclusions in the lava's and the formation of hornblende	318
	C. Variation diagrams of Tidore, Penanggoengan and Krakatoa	327
12.	Bibliography	330

---

1. GENERAL INTRODUCTION TO THIS SERIES.

The oceanographical expedition on board Hr. Ms. Willebrord Snellius spent 15 months in investigating the eastern part of the Netherlands East Indies from 1929 to 1930. The present author accompanied the expedition as geologist.

The geological results of the expedition may be devided into two parts. The first comprises those subjects that stand in direct relationship to the oceanographical work of the expedition, viz: the geological interpretation of the bathymetrical data obtained, the geology of coral reefs and the bottomsamples. These subjects are to be dealt with in the reports of the expedition. Two volumes have already appeared:

The Snellius-Expedition, Volume V: Geological Results, Part 2: Geology of Coral Reefs, by Ph. H. Kuenen, Kemink en Zoon, Utrecht (Holland), 1933.

Part 1: Geological interpretation of the bathymetrical results, by Ph. H. Kuenen, 1935.

The second part of the results of the expedition appertains to the regional geology of the East Indies, and is to be published separately as: Contributions to the geology of the East Indies from the Snellius Expedition. This paper forms the first part of the series.

The specimens, slides, etc. are deposited in the Rijksmuseum van Geologie, Leiden, Holland, while a duplicate collection is to be sent to the museum of the Dienst van den Mijnbouw in the Netherlands East Indies, at Bandoeng, Java.

In the Snellius-Expedition, Vol. V, Part 1, a discussion will be found of the submarine slopes of the East Indian volcanoes and in bibl. 21 an experimental investigation of the slopes of volcanoes in general.

2. THE PENANGGOENGAN (fig. 1—8).

A. Morphology.

The Penanggoengan is a comparatively small volcano, 1653 m high, situated 50 km south of Soerabaja in eastern Java. It can be looked upon as the northern outpost of the group Ardjoeno-Welirang.

Verbeek in his description of Java (bibl. 30, dl. I, p. 140, 200—201; dl. II, 949, 956) mentions the Penanggoengan as a regular cone, with a small crater at the summit, the shape of which is complicated by a number of mounds on the slopes. He is in doubt whether to ascribe these to lateral eruptions or to an older crater rim. He believes that the steep cliffs on the low hills G. Sari and G. Prahoe were formed by abrasion during a higher stand of sea level. He also mentions the occurrence of various andesite lava's and tuffs.

The writer was able to spend ten days on the investigation of this volcano, the excellent topographical map forming a welcome basis for

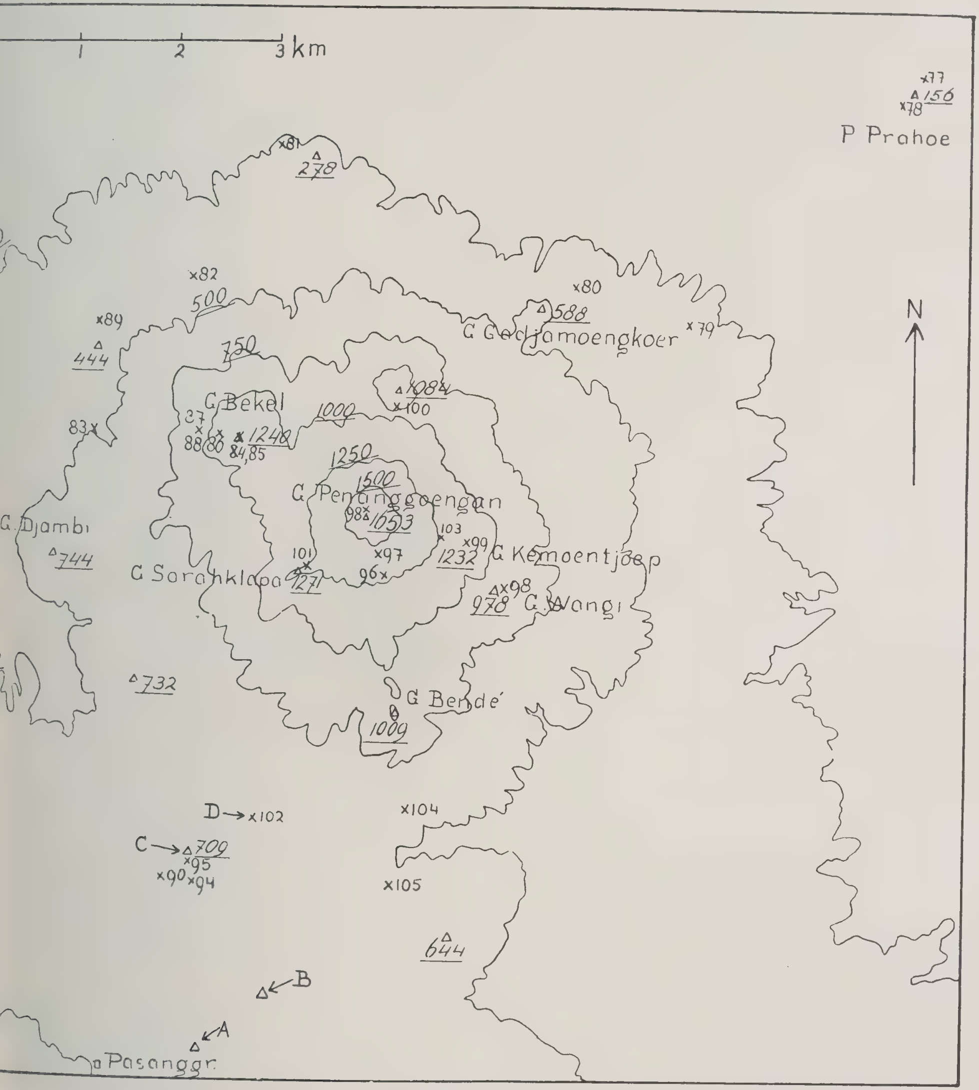


Fig. 1.

Map of the Penanggoengan, scale 1 : 75.000.

the geological observations. It was found that the more striking irregularities of the cone are all due to lateral eruptions and that, although the precise nature of some of the lower ones remains somewhat doubtful, there is certainly no part of an old *craterrim* exposed.

The G. Sari (now G. Bang on the topographical map) is situated at a greater distance and was not visited by me. The G. Prahoe (150 m) lies at the foot of the slope and formerly possessed a low domed shape, of which the western half is now missing.

As only one side has been attacked, this can hardly be attributed, as VERBEEK did, to abrasion that would have encroached on all sides or on the north-east more in particular. It appears almost certain that a former loop of the river Kali Porong meandered up against the G. Prahoe. It was only prevented from eroding away the entire mound by the gradual approach of the growing slopes of the Penanggoengan

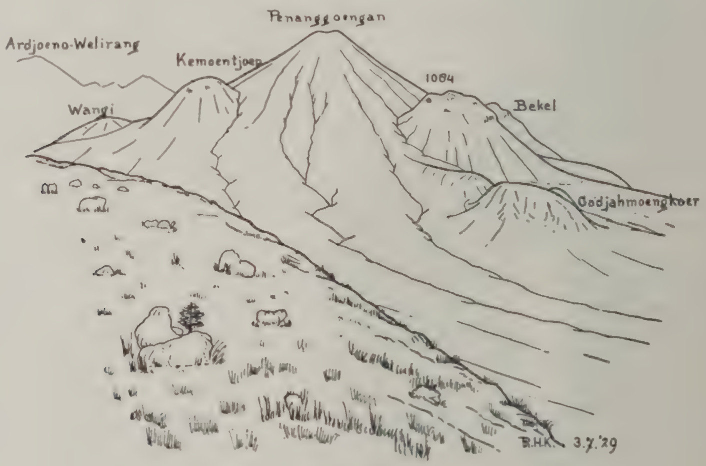


Fig. 2.

The Penanggoengan seen from the P. Prahoe in the northeast.

that forced it away to the north. This process is also indicated by the manner in which the lower reaches of the Penanggoengan-slopes are carefully lapped around the adjoining end of the G. Prahoe.

It is true that this explanation cannot hold for the G. Sari as well, as it lies far away from the river. If the contours of the map are correct, however, the steep cliff could neither have been formed by abrasion in its protected position.

The general shape of the G. Prahoe might suggest that it is a shield volcano. If this surmise were correct the large blocks scattered over the surface (see fig. 2) were probably formed out of irregularities by weathering. VERBEEK, however, mentions conglomerate tuffs, so that the G. Prahoe is more probably a parasitic cone without a crater.

On the southwest side a number of small eruption points are situated between the Penanggoengan and the Welirang, to both of which volcanoes they could be attributed. They rise only a few dozens of meters above the surroundings. Two are young conelets with lateraly opened craters (C and D on map, fig. 1). A third, somewhat larger hill (B), probably also has an opened crater, but dense growth prevents

a clear view of the situation. A fourth small cone (A) has no visible crater.

High upon the main cone four large bulges jut out from the regular conical form of the volcano.

Fig. 3.

The Penanggoengan seen from the north, close to point 278.

From all sides they may be seen from a great distance and they lend a peculiar aspect to the profile of the mountain. They are the G. Wangi (978 m), the G. Kemoentjoep (1232 m), an unnamed hill of 1084 m and the G. Bekel (1240 m). Closer investigation shows them to be typically developed lava plugs (tholoïden) [1]) formed by very

Fig. 4.

Summit of the Penanggoengan seen from the G. Bekel.

viscous lava that oozed out of lateral openings on the main cone. The molten rock was so viscous that it only sagged down the steep slopes

---

[1]) Some authors use the term „dome''. In order to avoid possible confusion it must be pointed out that here we do not mean necks.

of the volcano for a short distance. Subsequent crumbling of the rock covered up the base of the plugs in steep screes, from which it follows, that the original incline of the tholoïden slopes was greater than that of screes of rough blocks.

The nature of these curious mounds may be deduced from the absence of a crater, the knobbly but rounded summit (see fig. 2, 7) and the absence of lava flows. As the backward working erosion in the screes has hardly or not yet reached the protruding masses of hard rock at the summit, the latter must be primary and cannot be attributed to lava flows that have been laid bare by denudation.

Lower down on the slopes of the Penanggoengan there occur four curious hills, for which it is more difficult to find a satisfactory explanation. On the north side lies the G. Gadjamoengkoer (588 m); on the east side the G. Djambi (744 m); south of the latter a nameless hill (732 m); finally to the south the G. Bendé (1009 m). They differ from the former group not only by their position towards the foot of the volcano, but also by their more complicated shape, the more or less horizontal edge connecting them with the main cone and the dense growth indicating further advanced weathering of the rock.

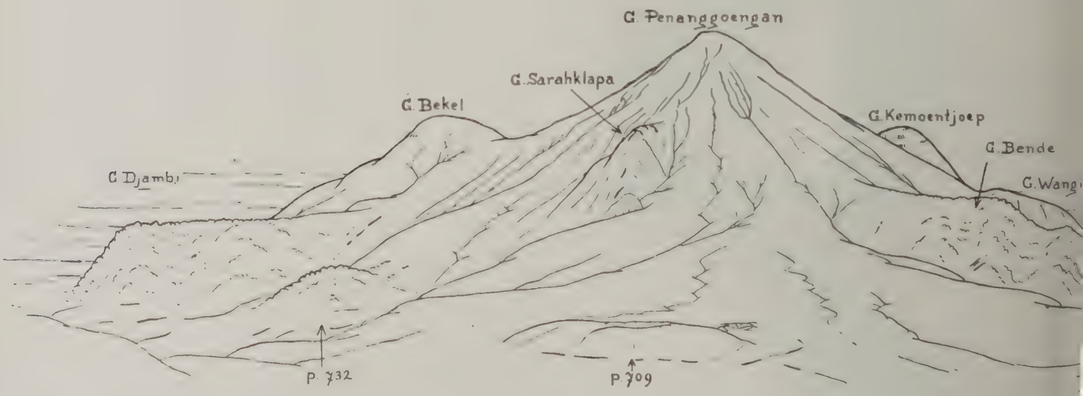


Fig. 5.

The Penanggoengan seen from the pasanggrahan in the south.

The latter property indicates greater age, especially as they appear to be formed of massive lava. The same conclusion is to be obtained from the manner in which the G. Gadjahmoengkoer has shielded off the products of the main cone; visible especially on the eastern side. The simplest explanation would be that these hills are the remains of a much eroded volcanic ruin, the centre of which has subsequently been buried below the younger Penanggoengan.

There are, however, some objections to this hypothesis. In the first place the horizontal ridge of the G. Djambi and the G. Bendé (see fig. 5) can hardly be claimed as a normal erosion form. In the second place the same two hills show little influence on the con-

struction of the central mountain, from which it would follow that they must be comparatively recent formations. The last point and the question of the composition either of massive lava or of tuffs and flows calls for detailed investigation and would justify a renewed examination in the field. Finally the G. Sarahklapa, that has not yet been mentioned, forms a kind of link between these hills and the normal plugs.

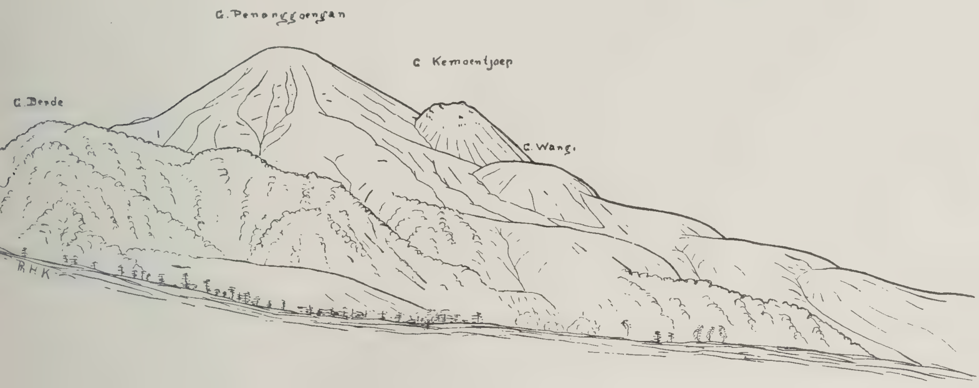


Fig. 6.

The Penanggoengan seen from the southeast.

The G. Sarahklapa, namely, is situated high up on the Penanggoengan (1271 m) and is of simple form. On the other hand it is covered with trees and is connected with the main cone by its horizontal, ridge-shaped summit.

Fig. 7.

The lava plug (tholoïde) of point 1084 seen from the summit of the Penanggoengan.

On account of these objections to the explanation first given, I proposed in my preliminary report (bibl. 20) that the lower protrusions

might have been formed as plugs above radial fissures, possibly with

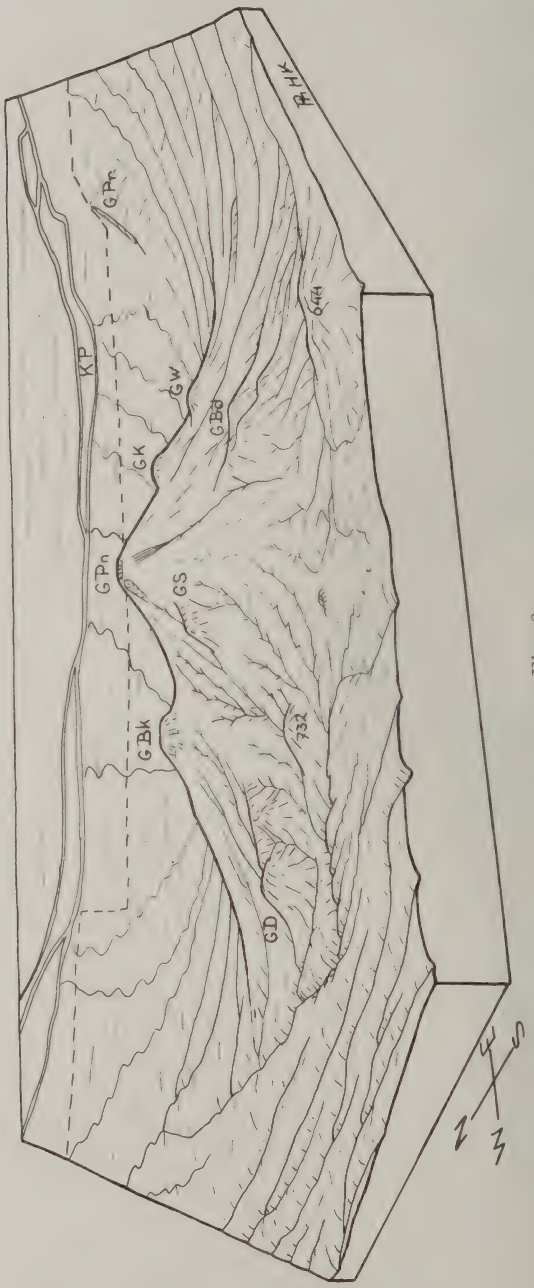


Fig. 8.

Blockdiagram of the Penanggoengan seen from the southwest.
GD = G. Djambi; GBk = G. Bekel; GS = G. Sarahklapa;
GPn = G. Penanggoengan; GK = G. Kemoentjoep; GBd = G. Bende;
GW = G. Wangi; KP = Kali Porong; GPr = P. Prahoe.

lateral outporings from their own flanks. As I am not aware, however,

of this process ever having been observed on active volcanoes I now incline to the other view that they are the remains of an older, almost buried structure. It is to be hoped that future investigation will bring a satisfactory solution of this problem.

The main cone of the Penanggoengan is of remarkably regular shape. Only on the western side has erosion had any appreciable influence on the general form (fig. 4). For the greater part the surface is covered with thin lava flows, but tuffs of various degrees of coarseness are by no means absent, especially on the lower slopes.

At the summit a small, well preserved crater of 100 × 150 m and 20 m deep is found. It is divided more or less in two separate parts.

According to v. Hinloopen Labberton (bibl. 17, p. 137) the volcano has been extinct at least 1000 years. The last eruption may have occurred about the year 200.

B. Petrography.

Twenty six rocks were examined under the microscope and Miss Koomans made three chemical analyses.

Both in the hand specimen and microscopically there is a considerable variation in the rocks of the Penanggoengan, both basalts and andesites being represented.

Three types of rock can be distinguished according to the composition of the plagioclase with corresponding, but less marked, typical association with dark constituents.

1. *True basalts.* (78, 79, 81, 84, 86, 87, 94, 95, 96 (Analysis), 101, 102, 103, 105). Dark grey or brown, generally porous rocks. The plagioclase phenocrysts contain 80—95 % An in the large core, (18 determinations Universal Stage), ranging down to about 60 % in the narrow outer border (8 determinations U. St.), the smaller- and groundmass crystals contain from 60 to 70 % An (3 determinations U. St.). As dark phenocrysts we always find a pale green, slightly pleochroïc augite (often with zoning, dispersion of the bissectrix and hourglass structure); olivine is generally present (79, 81, 84, 95, 96, 101, 102, 103, 105). Hypersthene was only found in 78. Decomposed hornblende in small amount occurred in a few slides (78, 81, 84, 94, 95); well preserved reddish brown hornblende in larger amounts is typical of the Bekel rocks (86, 87). All contain magnetite. The groundmass contains the same minerals as the phenocrysts and some glass.

2. *Acid basalts.* (77, 83, 89, 90 (Analysis), 97, 104). Light to dark grey, mostly compact rocks. The plagioclase phenocrysts contain 60—75 % An in the core (9 determinations U. St.), ranging down to about 50 % in the border (4 determinations U. St.). The larger groundmass crystals contain about 60 % (1 determination U. St.). One specimen (90) contained a few larger crystals the core of which contained about 90 % An. All except one (104) contain augite as phenocryst, but this rock contains a small amount of hypersthene in the groundmass. The latter mineral is found as phenocryst in two (77, 89). Olivine occurs

as phenocryst in 77 and in the groundmass of 97. Decomposed hornblende is a rare phenocryst in all, but is of more importance in 104. All contain magnetite.

3. *Andesites.* (92, 98, 99 (Analysis), 100). Light grey to yellow, porous spickled rocks. The plagioclase phenocrysts contain 40—50 % An, in 98 about 60 % An (5 determinations U. St.). They all contain a reddish brown, strongly pleochroïc hornblende in elongated, idiomorphic crystals in considerable amounts. Augite is found in all except 92, hypersthene in one (99). Olivine occurred in one slide (92) but was evidently an accidental inclusion. All contain magnetite. The groundmass shows a considerable amount of glass with crystallites and the same minerals as the phenocrysts.

The chemical differences between these types, especially between the two latter, is much smaller than would be expected from the mode, (see below under petrology). Evidently the variations in the physical conditions played a greater part in producing the types, than did the composition of the magma. This surmise is born out by the fact that in a number of the rocks the hornblende became unstable in the later periods of development and was reduced to a mixture of plagioclase, pyroxene and ore.

In all three types we frequently encounter small inclusions of the dark constituents with plagioclase. This indicates that in all probability all these minerals contributed to the differentiation.

Concerning the connections between the petrography and the morphological forms a few rules can be formulated.

a. The andesites are restricted to the lava plugs (Gn. Boetak, Gn. Wangi, Gn. Kemoentjoep, p. 1084).

b. All the plugs are characterised by the occurrence of hornblende as normal and predominating dark phenocryst (those mentioned under *a*, and the Gn. Bekel) while outside these, hornblende is always rare and moreover greatly decomposed. Handspecimen 104 is rich in hornblende, but it was taken at the foot of the Gn. Bendé, one of the doubtfull plug masses. Only the Gn. Sarahklapa appears to lack hornblende, but this lava plug (?) is of slightly different shape to the others.

Mention must also be made of three exceptional handspecimens:

Nr. 80 is an inclusion in tuff belonging to the true basalts (plagioclase about 85 % An, with rims of about 55 % (2 determinations U. St.), but containing, strongly pleochroïc hornblende (olivegreen-yellow, c/b 15°), and intersticial glass with bubbels.

Nr. 88 was also an inclusion judging by the holocrystalline, granitic structure. The zonal plagioclase contains 80—85 % An (one determination U. St.), while augite and brown hornblende are also present as phenocrysts.

Nr. 82 is a curious metamorphosed rock, containing pyrites and with epidote in the centre of the plagioclase. It contains phenocrysts of plagioclase, biotite, and greenish hornblende.

Miss KOOMANS analysed three rocks with the following results:

	96	90	99		96	90	99
SiO_2	52.43	56.52	56.78	si	138	169	175
TiO_2	0.70	0.49	0.58	al	28	31.5	31
P_2O_5	0.25	0.22	0.20	fm	38	32.5	34
Al_2O_3	18.05	17.87	17.47	c	24.5	21	19
F_2O_3	5.32	3.69	3.27	alk	9.5	15	16
FeO	3.63	1.91	1.44	ti	1.4	1.1	1.7
MnO	0.16	0.17	0.13	p	0.32	0.36	0.37
MgO	4.91	4.18	4.79	h	13.7	26.1	36.6
CaO	8.68	6.61	5.66	k	0.30	0.29	0.28
Na_2O	2.62	3.72	3.85	mg	0.51	0.58	0.65
K_2O	1.67	2.25	2.29	c/fm	0.64	0.66	0.55
$+H_2O$	0.95	1.90	2.30	qz	0	+ 9	+ 11
$-H_2O$	0.61	0.71	1.27				
	99.98	100.24	100.03				

The analyses show, that the true basalt no. 96 has a normal intermediate composition. Al_2O_3 is comparatively high. The acid basalt no. 90 is also normal in chemical composition. The andesite no. 99 has the composition of an acid basalt or an intermediate andesite with comparatively low content of iron.

The acid basalt and andesite belong to NIGGLI's normal dioritic magma; the true basalt to the gabbro dioritic magma. The following micrometric analyses were made:

	nr. 96	nr. 90	nr. 99
plagioclase	37 %	26 %	21 %
augite	7 %	3.5 %	5 %
hornblende	—	1.0 %	3 %
magnetite	1 %	3.5 %	2 %
olivine	5 %	—	—
glass	50 %	66 %	66 %
vesicules	—	—	3 %

3. THE TENGGER CALDERA (fig. 9—11).

It is not my intention to enter into the problem of caldera formation in general or of the Tengger in particular, but a visit to this famous volcanic centre enabled me to make an observation that is of some importance in connection with the doubtless complicated history of the caldera.

The caldera consists of three distinct parts, the great southwestern basin, the smaller northeastern basin, the valley of Sapikerep that forms the outlet of the latter. The former two are divided by a curious straight dam, the Tjemoro Lawang.

VERBEEK and FENNEMA (bibl. 30), who investigated the Tengger, came to the conclusion that at one time in the history of the group there existed a double volcano and that two large caldera's were formed side by side and that the valley of Sapikerep was broken out by a lava flow from the northeastern crater. Afterwards lava rose in the southwestern caldera, flowed over into the other and thence down the valley of Sapikerep. Finally the lava sea sank back slightly in the first caldera, forming the substratum of the sandsea and the later small eruption points.

ESCHER, on account of the absence of a dejection cone at the end of the valley of Sapikerep, ascribed this feature to gradual erosion by streams (bibl. 13). Although he postulates a different manner of formation for the caldera's, he follows VERBEEK and FENNEMA in the main lines of their theory. According to ESCHER the eruption cores out a cylinder that is widened out to a caldera by the crumbling down of the sides of the cylinder until a funnel-shape is produced.

AKKERSDIJK, following ESCHER's plea for field observations on this interesting problem, spent some time on field work that led him to important alterations of the above history (bibl. 1, 2). There was only one main cone, with minor parasitic cones. First a caldera was formed in the northeast with a tongue-shaped extension, the valley of Sapikerep. The latter is therefore looked upon as the result of subsidence. The presence of hanging valleys along this great breach of Sapikerep lends support to this view. The shape of the caldera was further complicated by irregular crumblings that carried away the gaps now existing between jutting spurs on the inner slopes of the cauldron. Later eruptions filled up the caldera and the products overflowed into the valley of Sapikerep, thus producing the gradual slope from the Tjemoro Lawang right down into this valley.

In a later stage the southwestern caldera was formed also by subsidence. The straight course of the Tjemoro Lawang can be most satisfactorily explained by assuming a fault formed prior to the last caldera-subsidence.

V. D. BOSCH showed that there is a clearly marked dejection cone in front of the valley of Sapikerep and moreover that a corresponding shallow part in the adjoining Madoera strait may very well represent the submarine extension of this cone (bibl. 4—6). On this account he

explains the formation of the valley of Sapikerep by the violent rush of water from a theoretical caldera-lake, formed after the first subsidence. In other respects his history of the Tengger corresponds to that of AKKERSDIJK.

Fig. 9.

The Tjemoro Lawang seen from the Penandjahan; on the right the sandsea of the Tengger.

v. BEMMELEN, who accompanied AKKERSDIJK during the latter part of the fieldwork, and who made further observations later on, published a long article on the results. AKKERSDIJK's conclusions were confirmed and elaborated and may now be looked upon as a well founded conception (bibl. 3).

His principal reasons for rejecting the explanation of the valley of Sapikerep proposed by v. D. BOSCH are the presence of tuffs and lava flows of considerable thickness at the upper end of the dejection cone (the lower reaches were not examined). This cone can therefore also be explained as the lower end of the strato-volcano that filled the first caldera and the bottom of the valley. v. BEMMELEN also recalled AKKERSDIJK's observation that the southeastern slope of the first formed

caldera and of the valley of Sapikerep are continuous, forming a straight steep precipice. This coincidence is more readily explained by assuming simultaneous subsidence than a separate mode of origin.

The geomorphological shapes of the Tjemoro Lawang can help to throw some light on the actual sequence of events. When viewing its forms from the Penandjahan, above the northwestern end, we are forced to assume that the bottom of the present N.E.-basin formerly extended a considerable distance beyond its present western limits. The shallow valleys that furrow its surface and drain off to the east have been beheaded by the cliff of the Tjemoro Lawang, the upper reaches having disappeared by collapse into the younger S.W.-caldera (fig. 9 and 10).

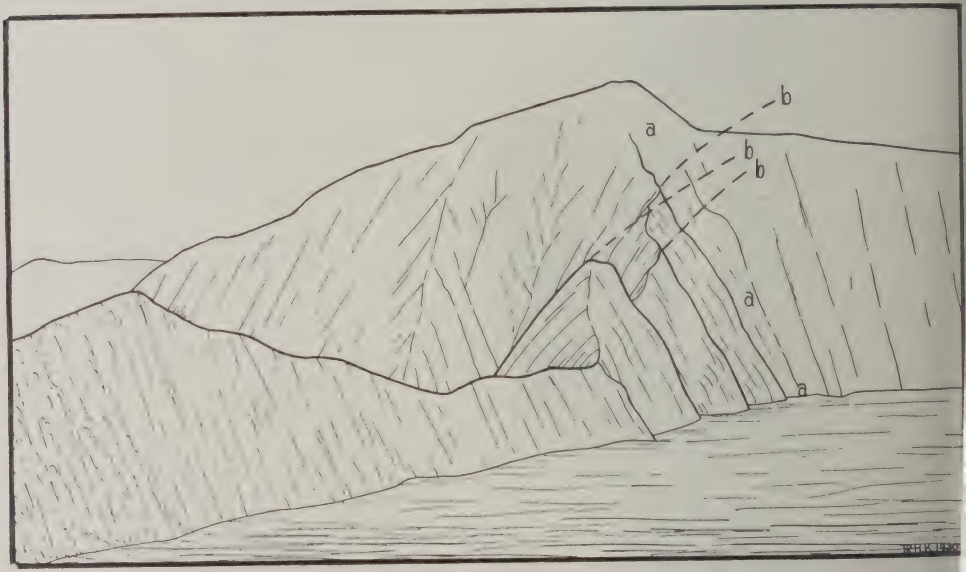


Fig. 10.

Southeastern end of the Tjemoro Lawang, seen from the sandsea of the Tengger; b = original surface.

The steep, caved-in slope of the Tjemoro Lawang is evidently a precipice that formerly extended to unknown depths below the present surface of the sand-sea; for no landslide material now rests in front of it, not even facing the identures in its course[1]).

How much further to the west the furrows in the N.E. basin formerly extended cannot be decided without detailed investigations, but it appears probable, that before the S.W.-depression was formed, the sloping bottom of the older depression reached to about the site of the Bromo.

---

[1]) At the northern end a young erosion gully has cut into the face of the cliff forming a delta in the sand sea, according to v. Bemmelen.

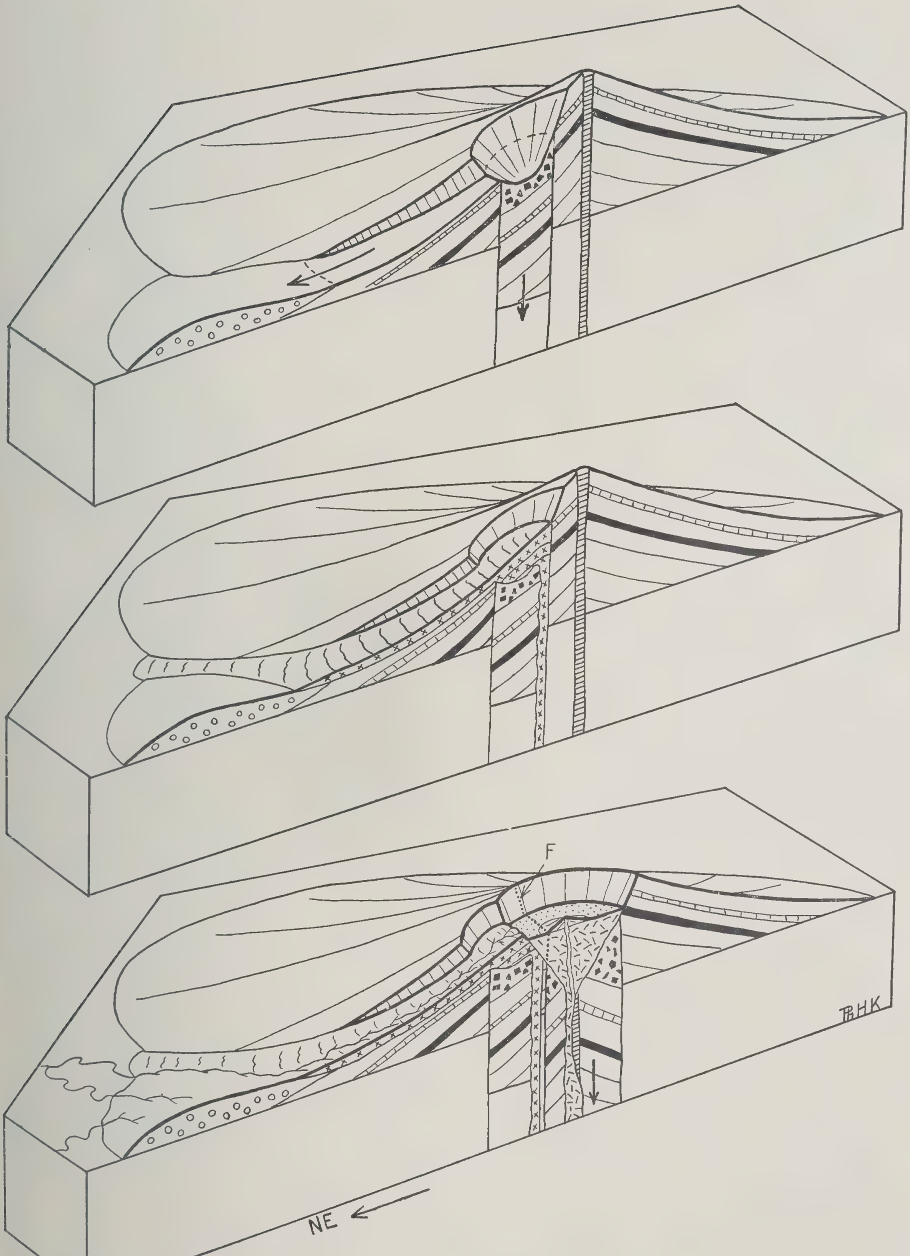


Fig. 11.

Blockdiagrams to illustrate the formation of the Tjemoro Lawang between the two calderas of the Tengger.
F = position of fault (?) causing the straight course of the cliff.

No lava ever flowed from the younger caldera to the N.E., for it would have effaced the shallow furrows. Evidently the present level of the sand-sea was reached by the rise of lava and the deposition of ash, covering up the rock that sank away from the front of the Tjemoro Lawang, after the formation of the S.W.-caldera. Viewed in this light it is more probable that the latter depression was formed by collapse along a pre-existing line of weakness (fault?) than by direct erosion during a gas-phase. This collapse may have taken place into a cored out funnel or directly into the magma chamber, either as a breccia or along a ring-dyke structure with subsequent superficial land slides, according to which theory on caldera-formation one holds.

Personally I prefer the last explanation on account of the investigations of the Scottish geologists. Violent extrusion of matter from the magma chamber may have caused decrease of pressure (not necessarily emptying of the upper part of the chamber) with the consequent sinking of the central block of a ring-dyke. The vertical walls of this cylinder above the plug immediately crumbled away until cliffs of 40° to 60° were left standing.

In the above indicated manner the morphology of the Tjemoro Lawang appears to confirm Akkersdijk's views on the history of the Tengger in so far as this feature is concerned. The feature that is responsible for the course of the Tjemoro Lawang must be situated some distance to the southwest of the cliff, below the sand sea (possibly continued in the walls of the younger caldera). For after the last caldera formed with a straight northeastern border, the top part crumbled away until a slope of about 40° was formed. A fault seems more probable than a dyke (F in fig. 11).

A few remarks must be added concerning the accompanying block diagrams: The formation of the caldera's is shown as the result of the ring-dyke mechanism, but for the sake of simplicity the dykes were not drawn in. Without whishing to adhere to the explanation for the valley of Sapikerep of either v. d. Bosch or of Akkersdijk and v. Bemmelen, the former was taken to show that a slight alteration may also be proposed, namely that a normal land slide took place (before the subsidence? (see page 297)).

When a detailed field investigation is undertaken this possibility might be taken into consideration.

The filling of the caldera's is drawn as if formed by solid lava as there was not sufficient space to represent stratified layers of lava and tuffs, a more probable supposition. Likewise the first caldera was filled by a strato-volcanic formation, as shown by Akkersdijk and v. Bemmelen.

4. THE KLOET.

During the fourth Pacific Science Congres an excursion was made to the Kloet. The volcanological Survey had collected a large number of inclusions from the lava's for the visitors, one of which I examined in order to compare it to the inclusions of Paloeweh and Tidore. Miss KOOMANS kindly made an analysis of the rock and of the hornblende separately.

JUNGHUHN already pointed to the occurrence of inclusions in the Kloet-lava's and KEMMERLING investigated them; the latter found diorite and gabbro (bibl. 18).

The inclusion that I examined was a dark, coarse grained gabbro with clear feldspars together with a large amount of black hornblende and a little green augite. Under the microscope we see an allotriomorphic, holocrystalline mass consisting of the following minerals.

Plagioclase (85 %—95 % An, all four crystals measured twinned polysynthetically according to the Pericline law, with wedge-shaped laminae). Hornblende, pleochroïc light brownish-yellow to olive green, extinction angle 16°, Diopside, Magnetite. By micrometric analysis the following amounts were found:

plagioclase 59 %, hornblende 28 %, diopside 8 %, ore 5 %.

The analyses by Miss KOOMANS are as follows:

	Inclusion	Hornblende
SiO_2	41.07	39.42
TiO_2	1.11	1.78
P_2O_5	0.21	—
Al_2O_3	18.69	11.41
Fe_2O_3	8.39	6.65
FeO	2.81	5.43
MnO	0.16	—
MgO	7.53	14.96
CaO	15.36	15.27
Na_2O	2.17	2.94
K_2O	1.58	1.05
+ H_2O	0.85	0.84
— H_2O	0.12	—
	100.05	99.75

The chemical composition both of the inclusion and of the hornblende show a remarkable similarity to the unaltered basic inclusions of Paloeweh and the hornblende from that island as may be seen from the following table (ESENWEIN, bibl. 14).

	Kloet	Paloeweh 2243	Paloeweh 2219	Kl. hornblende	Paloeweh hornblendes	
si	81	82	85	67.5	72	75
al	22	21	22	11.5	14	13
fm	39.5	41.5	43	54.5	54	54
c	32.5	30.5	29.5	28	24.5	23
alk	6	7	5.5	6	7.5	10
k	0.33	0.20	0.11	0.19	0.14	0.19
mg	0.56	0.50	0.50	0.70	0.61	0.59
qz	— 43	— 46	— 37	— 56	—58	—65

This type of inclusion belongs to NIGGLI's pyroxenite-hornblendite magma, as ESENWEIN already pointed out, but the Kloet inclusion has a relatively high k-value.

5. **SANGEAN** (fig. 12—15).

At the northeastern corner of Soembawa a large active volcano rises

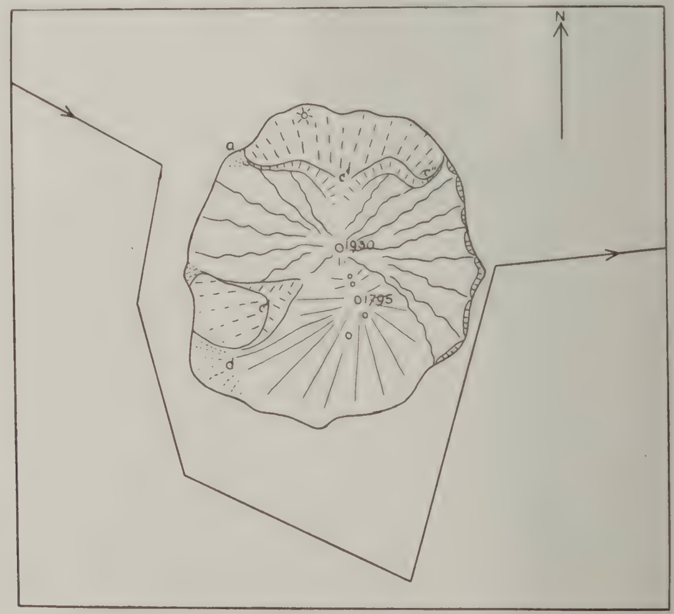


Fig. 12.

Sketch map of Sangean with the course of the Snellius, scale about 1 : 330.000.

from the sea floor to a height of nearly 2000 m, forming the volcanic island Sangean with the Goenoeng Api as highest summit (1930 m).

Fig. 13.
Sangean seen from the northwest.

Fig. 14.
Sangean seen from the south southwest.

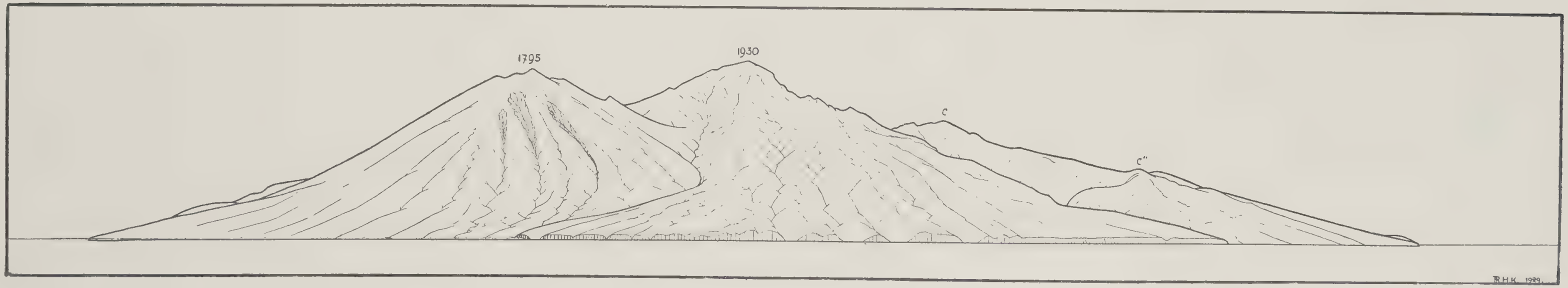


Fig. 15.
Sangean seen from the east.

Verbeek (bibl. 29) made two sketches while sailing past (fig. 43 and 44) and concluded that there was an old crater rim with a younger central volcano and a lateral eruption point in the south.

In 1927 Ehrat landed on the east coast and climbed the mountain (bibl. 12). His short report contains detailed maps of the craters with a description and a compilation of what is known concerning the eruptive history. Ehrat also describes the lava's that consist of andesites, with inclusions of diorite and granodiorite.

There is so little known yet about the major features of this group, that it is worth while to give the sketches I made while rounding the island on the south side. They had to be made somewhat hastily on account of the moving position of the expedition vessel and fig. 15 was drawn against the sun, sothat the light was very bad. The fig. 12 is a rough map made from these drawings, to show the relations of the various parts, but it only claims to be a general impression and the same appertains to the following remarks.

Two parts of an old crater rim appear from under the younger materials on the western and northern slopes (c, c′, c″). The Goenoeng Api lies in the centre of this caldera and its products reach the coast on the western and eastern shores. The deep erosion of the slopes and the cliffed shore at the east indicate that the surface is relatively old. The recent eruptions have not oblitterated this sculpture and have therefore not sufficed to cover the flanks of the cone.

The Doro Mantai (1795 m) lies some distance to the south and has been much less attacked by erosion. A few gullies are seen on the eastern side, but they have not cut back to the summit as yet and the coast is not cliffed.

Evidently this cone is of more recent construction, considered as a whole, than the Gn. Api. A minor crater is seen on the southern slope a little more than half way up.

At the northern coast a small young cone appears. The streams following the inner slopes of the old caldera have built delta's on the coast in consequence of their relatively large drainage area.

In my opinion the Doro Mantai is not situated outside the old caldera as Verbeek believed, but approximately on the rim, which it has entirely buried except towards the west.

6. **PALOEWEH** (fig. 16—18).

The volcanic island of Paloeweh has been recently described in some detail by Neumann van Padang (bibl. 25) who visited the island after the eruption of 1928. He mentions the formation of cliffed spur ends of the deeply serrated morphology (p. 20). On the contoured map accompanying his memoir they are not visible, however. My sketch, fig. 16, of a portion of the north coast shows these cliffs and what appeared from a distance as an ancient valley bottom, also notched, with consequent lowering of the erosion basis of the stream. The other sketch fig. 17, was made at a greater distance, some 5 km to the N.E.

Fig. 16.

Portion of the north coast of Paloeweh.

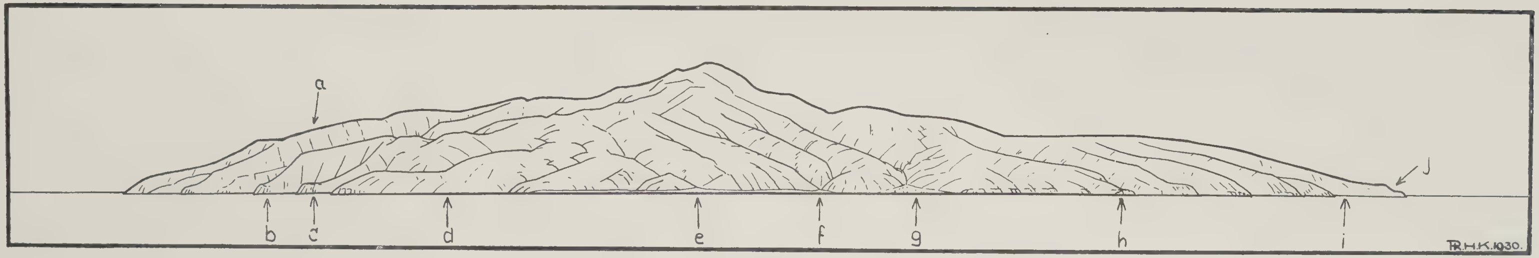


Fig. 17.

Paloeweh seen from the northeast.

of the island. On this drawing the havoc wraught by erosion on the slope of the volcano is brought out distinctly. The cliffed spur ends may also be seen. Besides the summit of the island, that is 875 m high, one may see the delta plain of Oewa(e), while the chief elements of the morphology can also be correlated with the map, probably as follows: a = ridge of Wadja; b = ridge north of Memeh; c = ridge west of Poa; d = ridge of Waiboie; f = valley east of Mage; g = valley between Mage and Oemaloee; h = Kaap Noord; i = Bay of Tomo; j = spur of Djawalo.

The soundings taken to the north show that corals and shells have slid down the slope to a depth of over 1000 meters (see bibl. 25,

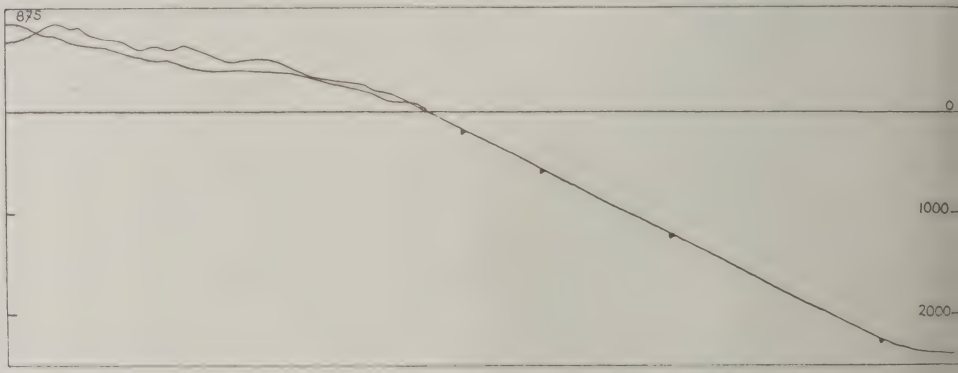


Fig. 18.

Section of Paloeweh, horizontal and vertical scale both 1 : 75.000.

p. 26—27). This is not surprising when the declivity of the slope is considered. Fig. 18 shows the two sections of the island appearing in the sketch fig. 17 and the slope based on a few wire-soundings and further out on echo-soundings true to scale. The submarine part is seen to be much steeper than the subaerial part. It is evidently built out in the manner of screes or the fore-set beds of a delta. Both subaerial erosion and excentral secondary eruption points have given the ruinous aspect and comparatively feeble slope to the emerging part of the cone.

7. GOENOENG API, NORTH OF WETAR (fig. 19—21).

The small volcanic island Gn. Api was visited in 1899 by VERBEEK, who described it as a simple cone, with a breached crater on the southwestern side in solfataric action, and built up principally of lava. No eruptions have been reported (bibl. 29, p. 570—572).

The island is densely populated by enormous flocks of sea birds and covered with brushwood. During our visit of a few hours, only

weak solfataric action was observed. As some earth had formed even on the youngest lava flow, the last eruption must have taken place a considerable time ago. The flourishing reefs on various parts of the coast and the abrasion cliffs that rise to 20 or 30 m along most of the circumference point in the same direction.

Although the cone rises only 282 m above sea level it is nevertheless

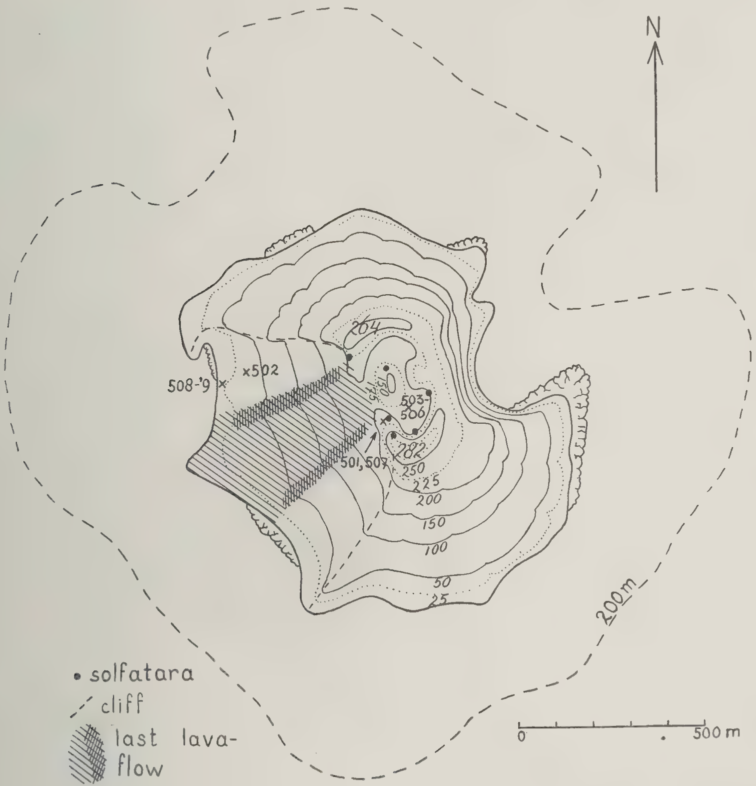


Fig. 19.

Sketch map of Gn. Api north of Wetar, scale 1 : 20.000; contours only roughly estimated.

one of the highest, perhaps the highest volcano of the entire East Indian Archipelago. The echosoundings in the surroundings prove that this volcano rises up near on 5000 m above its original base! The data are insufficient to decide whether it rests on a flat part of the sea floor or on a slight elevation (see bibl. 22, fig. 27, p. 64).

Since the cone reached its present height three great landslides have taken place. One on the northwest side is only indicated by an indenture of the 200 m-line. The one on the east side has carried away a considerable part of the slope above sealevel and reached down below

the 200 m-line, that shows a deep bay. The fact that this slide has a vertical range of about 500 m and lies partly below sealevel proves that

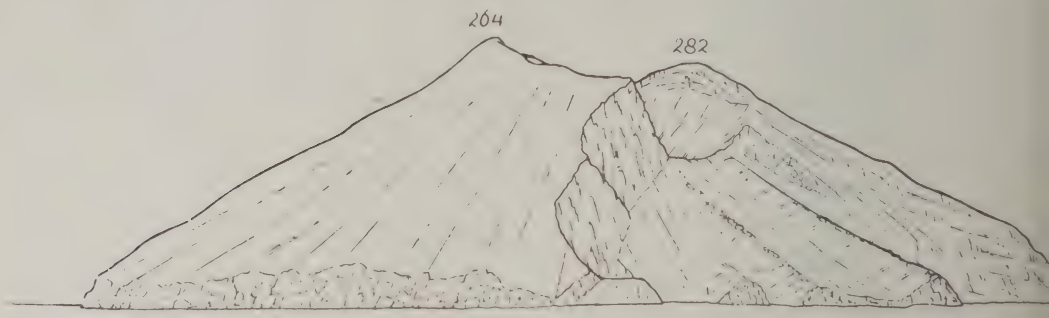


Fig. 20.

Gn. Api seen from the west.

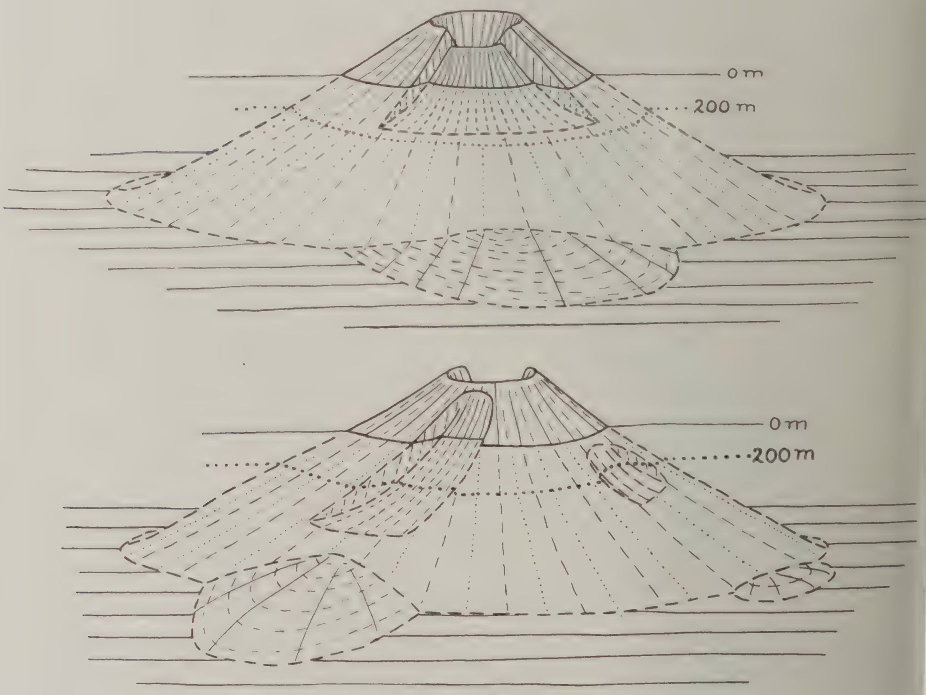


Fig. 21.

Blockdiagrams illustrating slides on Gn. Api, one of which opened the crater.

it took place at one single time and not in a succession of small local crumblings. As a reef grows partly inside the area of the slide, the movement must have occurred some time ago and the bareness of

the slope must be attributed not so much to youth as to steepness of the slope.

The third slide took place on the west side and carried down a sector of 90°, reaching from the crater to some way below sealevel. As the 200 m-line is undisturbed, the slide does not reach as far as this depth and the materials were shed further down the slope (see fig. 21 in which the height of the cone is greatly reduced). The thickness of the missing part is some 50 meters. It can be seen on the steep cliffs along the sides of the slide that the missing part consisted of thick lava beds with thin layers of tuff intercallated.

As two of the three slides did not affect the crater rim it seems improbable that water or lava in the vent played a part in forcing away the sectors. This conclusion is of some moment as the pressure of lava or water is often invoked to explain the breaches in crater rims of volcanoes. Evidently the steep slopes and stratified nature of a volcanic cone are sufficient causes for producing large landslides (see page 288).

Since the slide took place in the west two lava flows have come down the breach. The first consists of slaggy lava and is exposed on the coast on the north side (hand specimens 508, 509). The second flow is formed of black, andesitic block lava. After the exterior had consolidated the inner part broke through at the lower end and flowed into the sea, forming the projecting cape. The consolidated sides of the flow stand out as ridges some 6 m from the slope. The surface is slightly concave.

Solfataric action was observed at 5 points in the crater. There was also a pit some 40 m deep inside the rim formed by the upper end of the young lava flow. On the eastern side a partly destroyed dome could be observed (held by Verbeek to be a small eruption cone).

Petrography.

Verbeek (p. 652) described two samples of lava from the north coast. Both are fine grained pyroxene andesites, with phenocrysts of plagioclase, hypersthene, augite, biotite and olivine containing picotite, magnetite and apatite; the microlitic groundmass consists of pyroxene, plagioclase and ore in colourless or brown glass.

My own samples (501—509) were obtained from the crater and the west coast. They are all pyroxene basalts with the same minerals as Verbeek found. The handspecimens vary from light to dark grey or reddish colours; they are mostly porous and show white and dark phenocrysts of a few mm. The relative amounts vary considerably. Thus one sample (506) was comparatively rich in olivine, while in the others it only forms part of small inclusions together with some plagioclase, pyroxene and ore. Sometimes the hypersthene predominates over the augite, sometimes it is the other way about. The biotite is generally an accidental component.

These variations are most obvious in a conglomerate tuff (502) showing almost as many types as there are inclusions in the slide.

The plagioclase is rich in inclusions and is idiomorphic and zonal.

The composition varies from 60 % to 80 % An (18 determinations with U. St.), in a single crystal the zones sometimes show differences of 12 %.

The groundmass shows the same minerals occurring as phenocrysts and sometimes countless rod-shaped crystallites. The amount of glass is on the whole not great.

Miss KOOMANS analysed one sample (508) with the following results:

Gn. Api	508	Seroea 495		508	495
SiO_2	56.23	57.29	si =	165	165
TiO_2	0.35	0.64	al =	32	27.5
P_2O_5	0.39	0.21	fm =	30	40
Al_2O_3	18.66	16.35	c =	25	25
Fe_2O_3	3.80	5.54	alk =	13	7.5
FeO	2.43	2.07			
MnO	0.11	0.16			
MgO	3.39	5.24	k =	0.38	0.29
CaO	7.89	8.06	mg =	0.50	0.56
Na_2O	2.89	1.88	c/fm =	0.83	0.62
K_2O	2.76	1.12	qz =	+ 13	+ 35
+ H_2O	1.03	1.05			
— H_2O	0.16	0.40			
	100.09	100.01			

A micrometric analysis of 508 gave the following mode:

Plagioclase	28 %
Augite	5 %
Hypersthene	4 %
Olivine	4 %
Ore	2 %
Biotite	0.3 %
Groundmass	56 %

The magma belongs to NIGGLI's normal dioritic magma, with a tendency towards the tonalitic magma.

8. SEROEA (fig. 22—25).

Little is known of this volcanic island. It was paid a short visit in 1899 by VERBEEK (bibl. 29, p. 577—578, fig. 500—502). He believed it to consist of a large and small cone, situated within a rim of older lava and breccia's. The large cone showed solfataric activity and appeared to posses a crater filled with blocks of lava. Two lava flows, directed towards the east, he believed to be young: one he even thought might be ascribed to the last eruption (1687, 1693, 1844).

I landed on the north coast and gained the summit by way of Lesloeroe, but there was no time to make a detailed survey. The con-

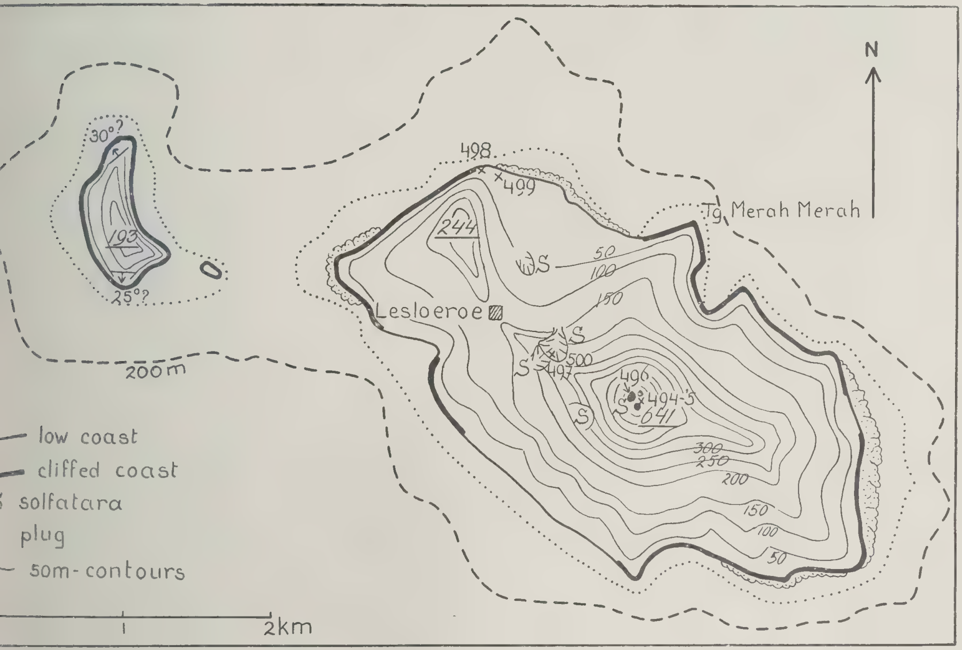


Fig. 22.

Sketch map of Seroea and Kekeh, scale 1 : 50.000; contours roughly estimated.

tours on the map are only a rough estimate of the general configuration.

The island appears to be built up of a relatively large proportion of lava, that must have moved down the slopes in viscous flows.

Fig. 23.

A = Seroea seen from the northwest. B = Seroea seen from the south.

On the whole it is porous and crumbly. At the summit two, probably three, small lava plugs were found close together. The smallest one,

at the north, presented a curved surface on one side, formed by the highly viscous flow of the lava out of the vent. Its size was estimated at 10 by 10 m. The largest plug, at the southwest was about 10 m high and 40 m broad, and must have been formed by a somewhat more mobile lava, that was able to flow a short distance down the slope. To the southeast a bulge occurs that probably also represents a small plug.

Besides the lava's a subordinate amount of (breadcrust) bombs, conglomerate tuffs and ash containing coarse pumice were observed.

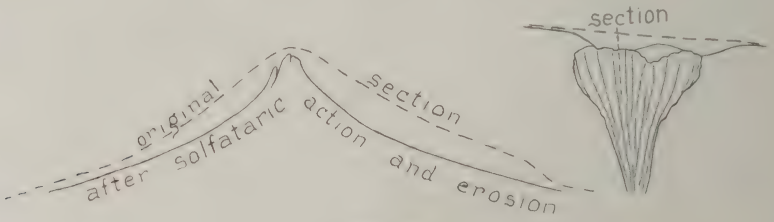


Fig. 24.

Section and side view of solfatara-field to the southeast of Lesloeroe on Seroea.

Solfataric action plays an important part in the present stage of activity. Two active and two dormant fields were found. At the summit of the volcano the activity is considerable, all rocks except the domes being crumbly and decomposed. A second active field with 4 or 5 solfatara's lies at an altitude of 300—400 m on the southwest slope. One dormant field, due north of Lesloeroe at an altitude of about 80 m is small, the other occurs between this village and the summit reaching down on both sides of the ridge from some 300 to about 200 m and covering an area of two hectare's. In both fields erosion has carved deep into the crumbly rocks. VERBEEK's opinion that a second cone is to be found here proved to be wrong.

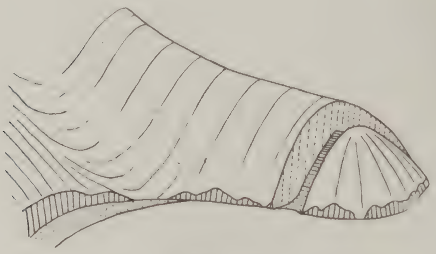


Fig. 25.

Blockdiagram showing abortive slide on the north cape of Seroea.

I could find no support of VERBEEK's statement, that young lava flows occur on the northeast slope. As far as could be ascertained from a distance the projecting capes are cliffed by abrasion, and cannot be very young. This abrasion would account, however, for the fresh appearance of the rock mentioned by VERBEEK.

The accurate chart of the group made by the Hydrographical Survey, together with my own observations show that the general shape is more oblong than VERBEEK believed. There does not appear to be an „older rim'' around a „younger cone'' but a northwest to southeast row

of eruption points one of which has been built up to the present central cone. The two Kekeh's probably belong to a partly destroyed, small cone: the most westerly of the row.

A curious morphological detail may be seen at the northwestern cape of the chief island. This cape is crossed by a fairly deep gorge that must be ascribed to an abortive slide of the extreme end of the mass (see fig. 25).

Petrography.

Verbeek (p. 654) described a pyroxene andesite lava from the northwestern coast, with hypersthene and augite and an olivine bearing pyroxene andesite from the east coast (probably Tg. Merah Merah?).

My own slides (nos. 494—500) do not contain olivine and all belong to rocks similar to those described by Verbeek. There is, however, considerable variation in relative amounts of all phenocrysts and of the groundmass. The analysis of 495 is given on p. 298. The magma is tonalitic-peléeitic, with low alk.

With the universal stage the smaller phenocrysts were found to contain 75 %—80 % An (4 determinations), the larger ones in the centre 85 %—90 % and a few % less towards the margin (2 determinations).

In the handspecimens the rocks are porous, one even pumice-like, varying in colour from blackish grey to light yellow.

---

9. TIDORE (fig. 26—32).

A. Former investigations.

Tidore is a volcanic island situated to the west of Halmahera and to the southeast of Ternate. No historic eruptions have been reported from this island.

The first geologist to pay Tidore a visit was again Verbeek (bibl. 29, p. 144—146 and 250—251, fig. 126—129, 132). Besides a short description of some specimens collected, Verbeek gave a few sketches taken at a distance from various directions. Verbeek concluded to the existence of 4 separate eruptions points. In the north a small collapsed cone is followed on its southern flank by a cone with well preserved conical shape, then a larger cone with three summits, two of which belong to an older crater rim. The entire southern portion of the island is occupied by the highly symmetrical and excellently preserved volcano of the Piek van Tidore. A small crater at the summit is breached on the northwestern side.

Verbeek landed on the east coast in the bay of Akisahoe. He observed a warm spring welling up out of andesite near the shore. He was also able to study two sections, one consisting of greyish-yellow tuff, the other of a succession of tuffs with pumice and pyroxene andesite, wheathered mica andesite with hornblende and a lava flow of

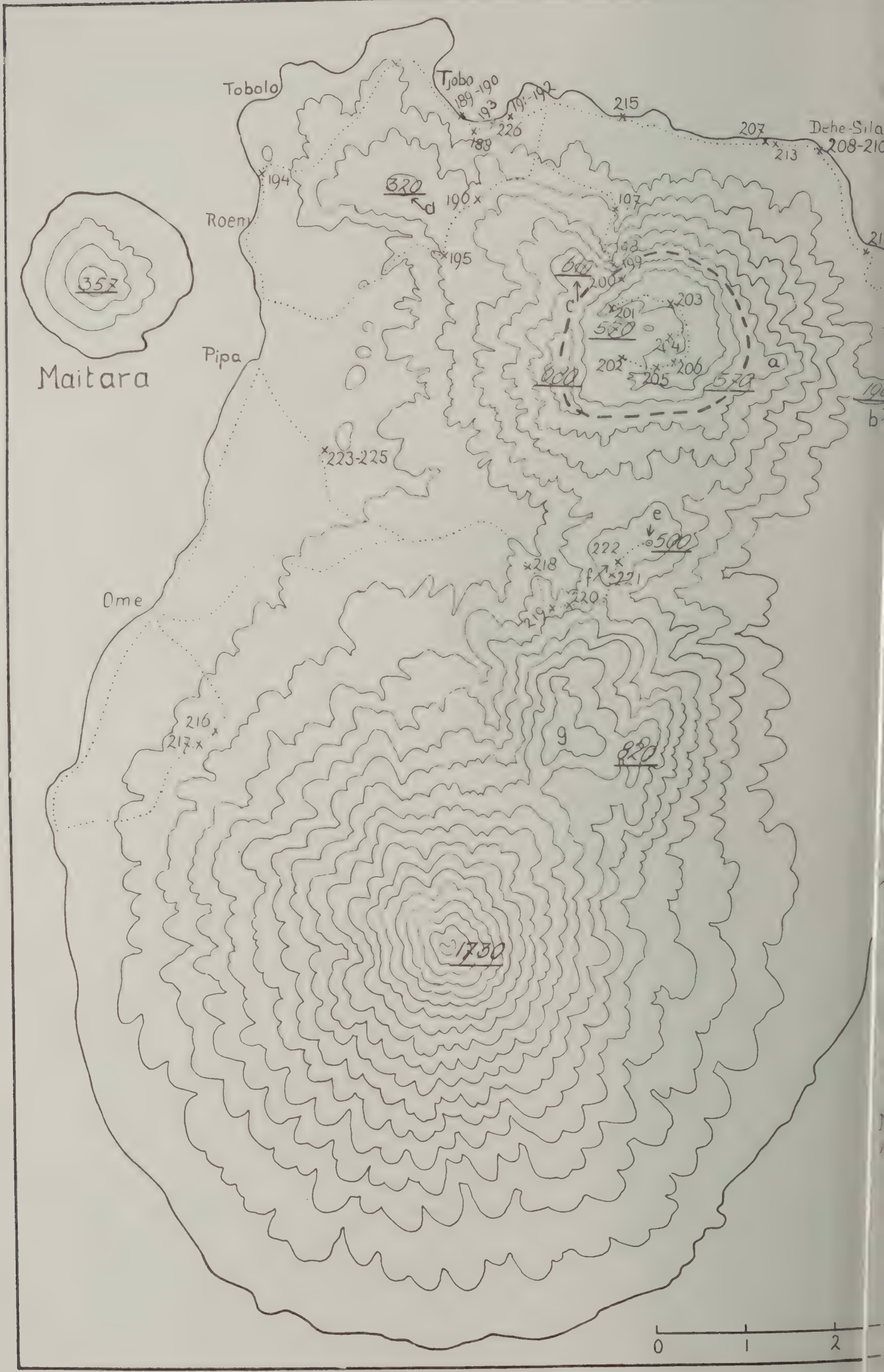


Fig. 26.

Map of Tidore, after sketch map by the Topographical Survey, scale 1 : 75.0

olivine bearing pyroxene andesite. All products had come from the northern eruption point. On the coast at Selli an exposure of the southern cone was examined, where a lava flow of dark grey, porous pyroxene andesite occurred. The mountain is composed mainly of loose ejectamenta. VERBEEK also drew attention to a description of two pyroxene andesites from the chief volcano, described by RETGERS in 1895 (bibl. 27).

Fig. 27.

Tidore and Maitara seen from the west.

B. Geology.

My stay on Tidore lasted 5 days. Besides to make observations on coral reefs, I was able to visit the northwestern part of the central and the northwestern foot of the southern eruption points. Owing to illness a projected excursion to the southeastern section of the island at a later occasion had to be given up. An excellent contoured sketch map by the Topographical Survey materially aided the field work.

VERBEEK's surmise of the existence of 4 eruption centres could be confirmed in the main lines.

In the north lies a cone of about 600 m with a large crater which is about 150—200 m deep with a flat marshy floor. The diameter approaches 2 km. Three small separate cones have arisen in a row on the western side of the bottom of the crater.

The floor of the crater consists of brown earth with many nuggets of obsidian, partly massive, sometimes with devitrification, partly porous. On the north side of Boekoe Maitara there occurs a lava flow of obsidian, on the southern flank andesite was found in the tuffaceous slope. It may represent an inclusion derived from the substratum. At the foot of the central hill andesite was exposed. This seems to indicate that after the eruption of the obsidian as bombs and lava flows, together with volcanic ash, an andesite extrusion closed the volcanic cycle.

Besides the main cone just described, the northern part of the island contains several secondary eruption points. On the southeastern slope there are Pakai Maboehoe (a) and Soepera Maoegoe (b), on the northwestern side Kota Moem (c) and Boekoe Gambir (d). The general shape of the bay of Tobala suggested to me, at the time of my visit, a wide crater, but this surmise is doubtfull. The points mentioned lie on a fairly straight line running from Soepera Maoegoe, through the

Fig. 28.
Tidore seen from the anchorage of Ternate.

secondary cones in the crater to Tobalo (see fig. 26 and 32). It should be noted that the bay of Tjobo is probably not a crater, but a submerged valley.

VERBEEK's second cone consists of two separate rounded hills, the Boekoe Foeloeloe (*e*) and the Boekoe Goelili (*f*), that are — it is true — so close together as to form one mass, but nevertheless quite distinct from one another. They are more or less dome-shaped and in all likelihood consist of a twin lava plug (one might almost speak of a „Siamese twin'').

VERBEEK's third cone (*g*) I was not able to visit. The map shows two parallel ridges running north to south, connected by another. Owing to clouds not much was visible from the north at the time I was there. Judging by the little I was able to make out through the shifting cap of clouds (fig. 31), there must be a fairly complicated set of spurs and probably also at least one lava plug.

Concerning VERBEEK's fourth eruption point, the Piek of Tidore, I have no new observations to add.

VERBEEK attempted to solve the problem of the relative ages of the various volcanoes by noting the degree of erosion. The question cannot, however, be solved in this simple manner, as the superficial strata differ too widely in composition to allow of a direct comparison. A thick deposit of fine, loosely heaped pumice-breccia formerly coated the slopes of the northern cone. A thin skin of sandy, pisolitic tuff, considerably harder, covered this mass up giving rise to curious erosion forms and deeply serrated slopes.

Fig. 29 represents a sketch of the outer slope of the northern cone seen from the southwest. The erosion indicated must have occurred since the formation of the crater, as the valleys do not cut through the crater rim, but start a small distance down the slope. For this reason I believe that the formation of the large crater was accompanied by a great eruption of ash and pumice, a combination of phenomena often encountered.

Only in the deeper valleys and along the coast do the andesito-

Fig. 29.

Deeply serrated covering of tuff on the southwestern slope of the northern cone of Tidore.

basaltic breccia's and lavas appear from beneath the covering of loose

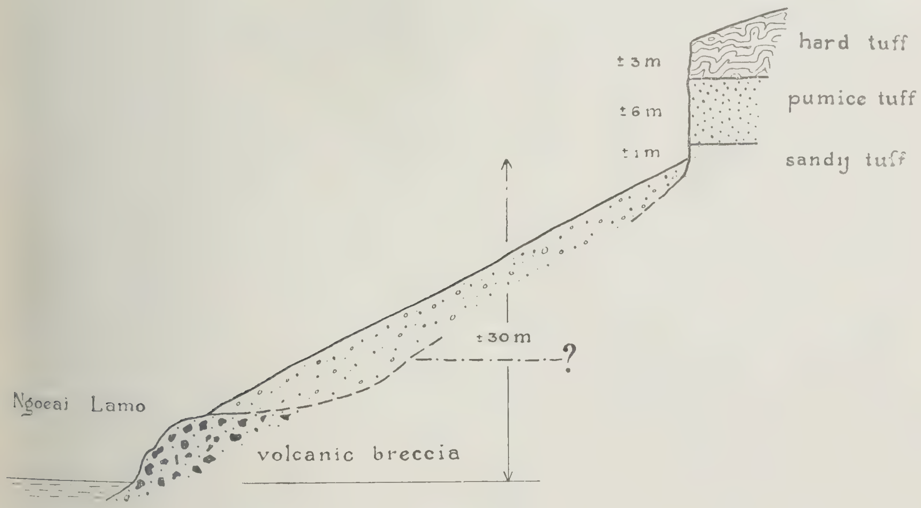


Fig. 30.

Section of tuff west of the northern cone of Tidore (handspecimen 223—225).

materials. The lava flows are thin, between 1 and 2 meters where I could study them (north of Mafkoko).

At Mafoegoja deep gullies have been washed out with vertical walls, comparable in shape, though not in size, to the famous canyon of the Karbouwen gat near Padang on Sumatra.

To the east of Pipa a curious cuesta-like landscape forms the lower reaches of the slope. In the Ngoeai Lamo the following section was visible. Andesito-basaltic conglomerate tuff, covered by a soft sandy tuff, followed by 6 meters of loosely heaped pumice of from pea- to orange-sized, rounded pieces. On top came a thick layer (at least 3 m) of hard sandy tuff (fig. 30).

The cuesta in my opinion owes its formation to the ease with which the lower tuff's are attacked by erosion. The covering tuff is

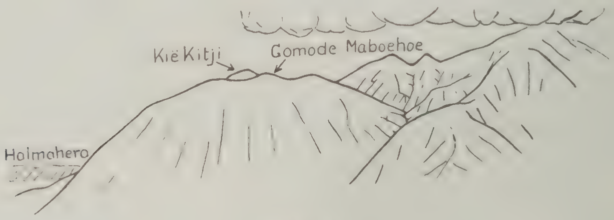


Fig. 31.

The third eruption point of Verbeek on Tidore seen from the north.

much firmer and thus protected the substratum. Geologically speaking the cuesta landscape will very soon have disappeared as even the protecting stratum is a crumbly, soft and thin layer.

On the central cones the pumice is also present and obsidian occurs as loose ejectamenta (probably derived from the later eruptions of the northern crater?). The main cone appears to be free of both rocks. This might indicate that more recent products were shed on the southern cone since the extrusions of the northern volcano ceased. On the other hand the flanks of this mountain have been considerably attacked by erosion, although the materials are firmer, consisting of lava's and tuffs.

Without further information the age problem is therefore difficult to solve. The writer is inclined to consider the truncation of the northern cone together with the deposition of the pumice and soft tuffs and the subsequent small events mentioned above, as the last manifestation of volcanic activity on Tidore.

C. Petrography.

The rocks of Tidore cover a fairly wide range of basalts and andesites, varying from 50 %—70 % SiO_2.

Retgers (bibl. 27) and Verbeek (bibl. 29) described pyroxene andesites almost without olivine and with a glassy groundmass from Tidore. Verbeek also found andesitic tuffs and a tuff with mica andesite; but the latter was lost before it was properly examined.

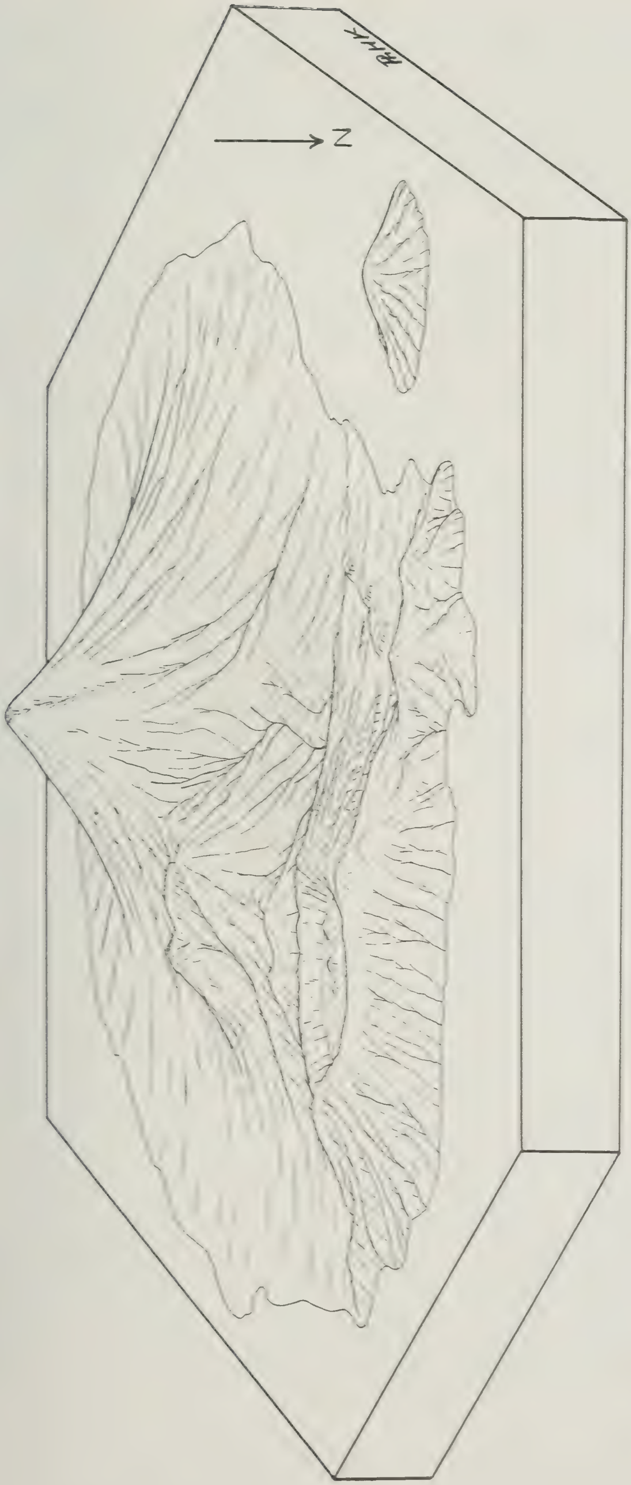


Fig. 32.

Blockdiagram of Tidore and Maitara seen from the north.

From the neighbouring volcanic islands VERBEEK mentions basalts and also hornblende andesites.

The following description is based on 30 slides and handspecimens. With the U. St. 110 determinations of plagioclases were made, of which 10 by the Fedorof-Reinhard and 100 by the zone extinction method. The latter method gave on the whole about 5 % more An in the same slide.

Besides the tuffs six groups of rocks can be distinguished.

1. *Basic basalts* (188 analysis, 197). Dark grey rocks. The phenocrysts consist of plagioclase with 70 %—90 % An, olivine, augite and ore. The groundmass consists of glass with small crystals of the same kinds as the phenocrysts.

2. *Intermediate basalts* (191 analysis, 192, 193, 194, 198, 199, 200, 202, 216, 217). Light to dark grey or purplish rocks. The phenocrysts consist of plagioclase (50 %—80 % An, mostly about 60 %), olivine, augite, hypersthene (sometimes only in the groundmass) ore and reddish brown hornblende in small amounts (absent in 200, 216, 217). The groundmass contains the same minerals in a glassy matrix.

3. *Andesitic basalts* (207, 208, 209, 211). Light to dark grey, purplish rocks. The phenocrysts consist of plagioclase (60 %—75 % An), augite, hypersthene and ore. Hornblende only occurs in 211. The groundmass consists of devitrified glass with plagioclase, ore and microlites.

4. *Basaltic andesites* (218 analysis, 219, 219*a*, 220, 221). Pink or yellow rocks, sometimes with fluxion structure. The phenocrysts consist of plagioclase (45 %—70 % An, mostly about 50 %), hypersthene, ore and hornblende. One sample, 219*a*, contains a few grains of olivine. The groundmass originally consisted of glass with small crystals and crystallites but is now devitrified in most slides.

5. *Vitro andesites* (201 analysis, 203, 204, 206, 222). Black or grey, vitreous rocks. The rare phenocrysts consist of plagioclase (40 %—65 % An, mostly somewhat less than 50 % An) and hypersthene, and in one rock (204) a fair amount of greenish-brown hornblende. The black, glassy base is crowded with crystallites.

6. *Basic inclusions* (191*b* analysis, 193*b*, 220*b*). Purple or grey rocks. The phenocrysts consist of plagioclase (55 %—95 %, mostly 70 %—80 % An) and reddish brown hornblende. Two inclusions from intermediate basalts (191 and 193) contain olivine, the former with hypersthene, the latter with augite and with hypersthene in the groundmass. The third inclusion from basaltic andesite contains both hypersthene and augite but no olivine. All three have a glassy, porous groundmass with small crystals. From the fact that they vary in composition according to the enclosing rock, it follows that they were formed shortly before the consolidation of the lava as local concretions of minerals and do not represent parts of deepseated, differentiated magma. The fine grain, porphyric structure and glassy matrix are in accordance with this view. Further evidence is given in the chapter on petrology.

Various tuffaceous rocks have already been mentioned. One of these needs special attention. In the cliff near Akesahoe, where VERBEEK already found tuffs, I observed a curious, yellow, sandy rock with complicated but unmistakable fluxion structure. As this rock also contained small spherules I took it for a devitrified odsidian. However, a similar rock from close by showed inclusions of pumice and andesite and the microscopic investigation bore out the tuff-nature of all these rocks. The spherules must therefore be of pisolitic nature (bibl. 23, p. 419—421) and the fluxion structure can only be explained by muddy flow of wet ash shortly after it fell.

The following analyses were made by Miss KOOMANS:

	188	191	191 inclusion	218	201	incl. calculated
SiO_2	49.89	57.73	51.18	68.37	70.44	51.0
TiO_2	0.95	0.72	0.84	trace	0.02	1.2
P_2O_5	0.16	0.14	0.10	0.12	0.16	0.1
Al_2O_3	19.26	15.97	14.75	13.51	15.63	14.5
Fe_2O_3	5.72	6.42	7.98	3.09	1.94	9.6
FeO	4.56	0.98	1.11	0.61	1.13	
MnO	0.13	0.09	0.12	0.04	0.07	0.1
MgO	5.33	5.09	10.49	0.77	0.56	8.1
CaO	10.11	7.05	8.55	3.55	2.36	9.4
Na_2O	1.48	3.13	1.81	5.20	4.61	3.4
K_2O	1.90	1.75	1.73	2.69	2.95	1.6
$+ H_2O$	0.46	0.63	0.88	1.63	0.37	0.7
$— H_2O$	0.12	0.39	0.34	0.40	0.02	0.2
	100.07	100.09	99.88	99.98	100.26	99.9
si	121.5	168	118	302.5	330	
al	27.5	27.5	20	35.5	43	
fm	39.5	38.5	52.5	16.5	15.5	
c	26.5	22	21	18	12	
alk	6.5	12	6.5	30	29.5	
ti	2.2	1.93	1.80	—	—	
p	0.15	0.18	0.14	0.27	0.28	
h	4.7	10.0	9.4	30	6.2	
k	0.45	0.27	0.38	0.26	0.30	
mg	0.49	0.57	0.69	0.28	0.25	
c/fm	0.67	0.57	0.40	1.09	0.76	
qz	— 4.5	+ 20	— 8	+ 82.5	+ 112	

No. 201, vitro andesite, belongs to NIGGLI's trondhjemitic magma. No. 218, basaltic andesite has a plagioclase-granitic composition, but on account of the low al and high alk the difference between these two is very small. No. 191, intermediate basalt, has a normal-dioritic composition. No. 188, basic basalt, is of sommaite-diorite composition, but alk is low. The inclusion, no. 191, has a normal gabbroidic composition, but as k is 0.38 there is a tendency towards the sommaite-dioritic magma.

Micrometric analyses:

	201	218	191	188	191 inclusion
plagioclase	3	6	24	27	13
pyroxene	0.25	0.6	7	11	tr.
olivine	—	—		9	6
hornblende	—	2	5	—	31
magnetite	0.1	0.2	tr.	1	—
groundmass	96.6	91	64	52	50

These analyses are more or less in contradiction with the microscopic investigation. From the composition of the feldspars one would be justified in classing all the rocks as basalts, for in none is the anorthite percentage well below 50 %. On the other hand the SiO_2 content of all the types is higher not only than the average, but at the extreme limits of their respective groups. Thus the basic basalt is of average chemical composition (with exceptionally high Al_2O_3); the intermediate basalt belongs to the most acid, quartz-free basalts and would be classed as an andesite on the analysis only. The basaltic andesite is a very acid andesite chemically and corresponds to an average dacite with low Al_2O_3. The vitro-andesite is more acid still and from a chemical point of view an average rhyolite.

Concerning the distribution of the types of rock we find that the two basic basalts were found on the slopes of the northern cone. The intermediate basalts in the same parts and moreover in the caldera and on the main cone. The andesitic basalts were only encountered low down on the slopes of the caldera-cone. The basaltic andesites are limited to the central hills. The vitro andesites were found in the caldera and as loose fragments on the central hills.

GORGIADÈS BEY (bibl. 16) described a number of samples collected by Gogarten around Mamoeja on Halmahera. These rocks vary much less than those of Tidore, the extremes containing 46.56 % SiO_2 and 49.53 %. They all contain the same minerals: basic plagioclase, augite and olivine.

10. SKETCHES OF P. POERA BESAR, DAMAR, TERNATE AND MAITARA (fig. 33—38).

A few remarks on P. Poera Besar are to be found in Part 2,

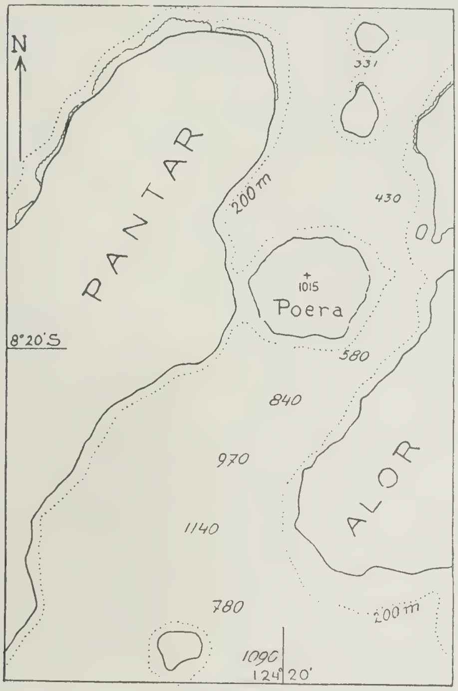


Fig. 33.

Map of the surroundings of P. Poera Besar, scale 1: 400.000.

Vol. V, of the Snellius-Expedition, p. 54. A geological description of

Fig. 34.

P. Poera Besar seen from the south.

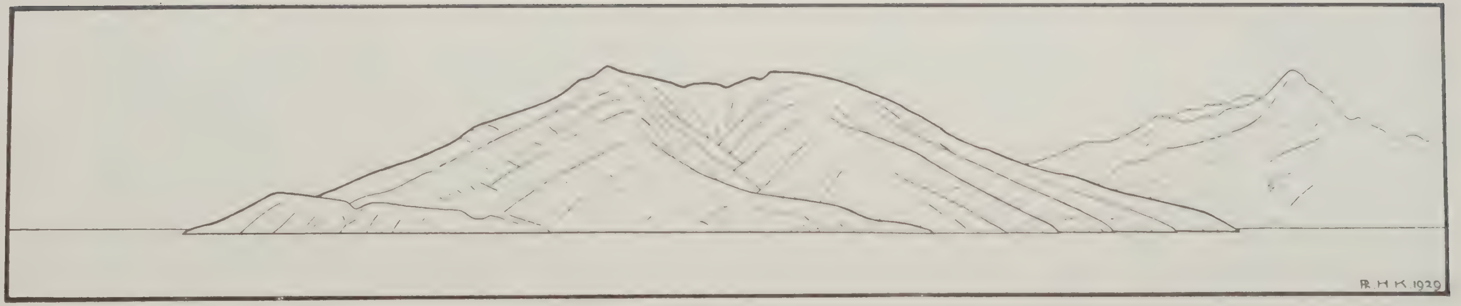


Fig. 35.

P. Poera Besar seen from the northeast.

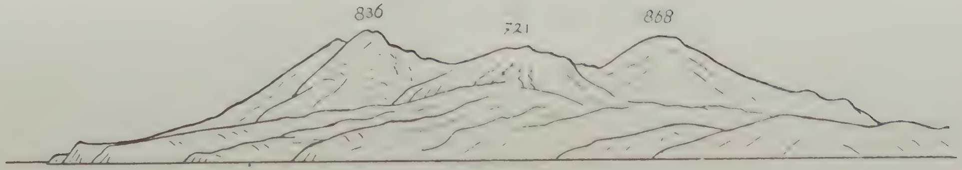


Fig. 36.

Eastern peninsular of Damar seen from the Wilhelmus baai in the northwest.

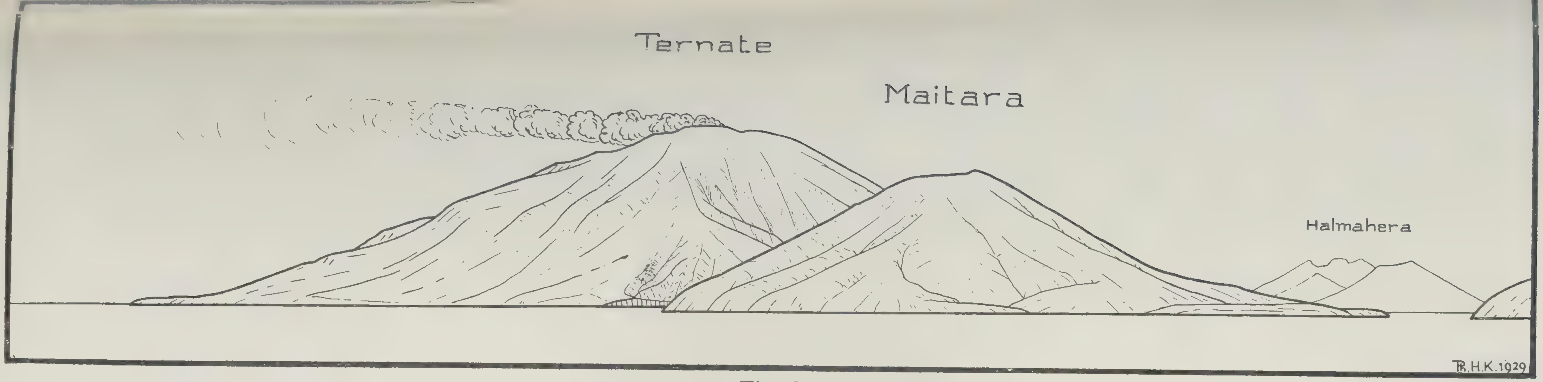


Fig. 37.

Ternate and Maitara seen from the south at Ome on Tidore.

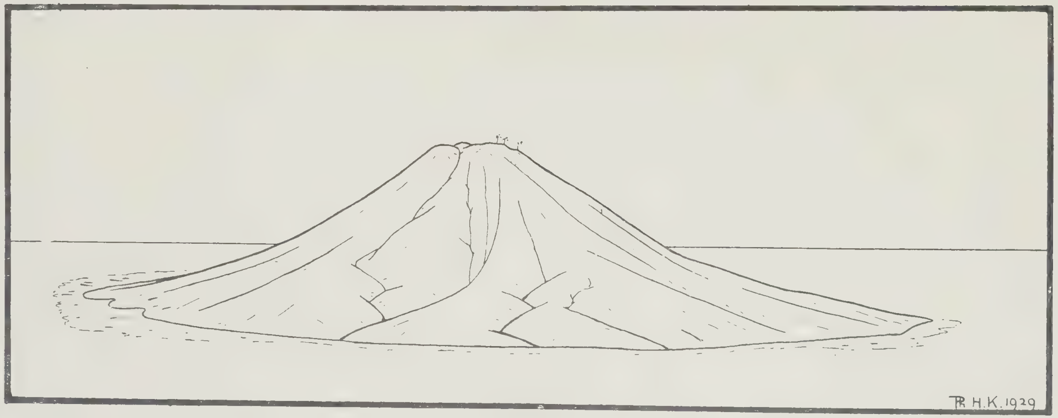


Fig. 38.

Maitara seen from the east on Tidore.

Damar is given by MOLENGRAAFF in bibl. 24. Several writers have dealt with Ternate: VERBEEK, WICHMANN, BROUWER, KEMMERLING.

11. REMARKS ON THE PETROLOGY OF EAST INDIAN VOLCANOES (fig. 39—46).

A. The chemical investigations by Esenwein.

We must first take careful note of the important investigations by ESENWEIN on the chemical aspects of the differentiation of the magma that fed recent East Indian volcanoes. He made a number of analyses of rocks from the volcanic island Paloeweh, north of Flores and of the Tanggamoes in southern Sumatra.

ESENWEIN found on examination of a number of lava's, basic cognate inclusions and hornblende crystals of Paloeweh (bibl. 14) that, although there is a fairly wide range of compositions, the variation diagram is comparatively simple. This is further illustrated by calculating the projection points of the various rocks in the silification triangle of NIGGLI (bibl. 26). As all minerals have a definite position in this projection along with the magma's, it is easy to deduce which minerals influenced an observed differentiation course in the triangle. When the course of variation is represented by a straight line a simple and unaltering substraction has called forth the differentiation, according to ESENWEIN. In the case of Paloeweh it is found that a straight line connects the projection points and that the substraction of the basic inclusions from the primary magma would cause the remaining liquid to assume the composition of the more acid rocks analysed (see fig. 39).

In a later publication (bibl. 15) the rocks of the Tanggamoes volcano are treated by ESENWEIN. Again he finds a straight line in NIGGLI's triangle. This line also passes through the projection points of the average plateau basalt, the Paloeweh basic inclusions and the Paloeweh hornblende. The course of the differentiation is slightly different, pointing more in the direction of the projection point of quartz. (By mistake the projection point of the Paloeweh hornblende was drawn in a wrong position in ESENWEIN's figure 8, p. 59, but not so as to influence the general reasoning).

There is, however, a drawback to the use of the triangle for illustrating problems of differentiation. As the projection point of the hornblende falls on the differentiation line, substration of this element alone from the plateau basalt would cause a differentiation along this line and apparently produce the plagioliparites of Tanggamoes. But if one calculates the composition of the magma's that result from this substraction, entirely different products are found to result, although their projection actually falls on the differentiation line.

It for instance we substract hornblende to the amount of half the weight of the basalt the resulting magma has the composition:

si = 212, al = 43, fm = 31.5, c = 17.5, alk = 8. The projection point is given by: Ls = 0.56, Fs = 0.06, Qs = 0.38. The projection point of the Tanggamoes latite is: Ls = 0.55, Fs = 0.06, Qs = 0.39, sothat the two rocks almost coincide. The composition of the latite is quite different, however, namely si = 359, al = 39, fm = 18.5, c = 12.5, alk = 30.

The reason for the great differences between various magma's falling on the same differentiation-line is the following: The ratio of fm: [c-(al-alk)] is of no consequence. The k- and mg-numbers do not influence the projection point. The feldspar may vary from alkalin feldspar to anorthite, with corresponding alterations of the other constituents for any given projection point.

From this it follows that although every magma has a definite projection point in the silification triangle, each point corresponds to a wide range of composition. The consequence is that a simple substraction differentiation will, it is true, be projected in a straight line, but that a number of points falling on a straight line does not prove, as Esenwein would have it, that they are members of the same simple substraction series (e.g. E in fig. 39 = Pb in fig. 41).

An obscure point in Esenwein's deductions can now be made clear. In bibl. 14, p. 137, he says:

„Scheidet sich nun durch irgend einen Kristallisationsprozess aus „dem so angenommenen Urmagma Hornblende von der Zusammen„setzung A oder B (gleichzeitig oder später von basischem Plagioklas „gefolgt) aus, so muss die Restschmelze ihren Chemismus in der Pfeil„richtung nach oben verändern. Entziehen wir, mit andern Worten, „dem nicht differentiierten Magma Gesteine oder Magmenteile von der „Zusammensetzung der basischen Einschlüsse, so muss der Rückstand „notgedrungener Weise seinen Chemismus in Richtung dessen der jungen „Paloewehlaven hin verändern.''

It is not clear what the feldspar has to do with this reasoning as the hornblende alone would also cause the differentiation, if Esenwein's use of the triangle were correct. On the contrary a combination of these two (B in fig. 39) would cause a differentiation in the direction from E (= plateau basalt) to E—B. The reason that feldspar was added by Esenwein is doubtless that it forms part of the basic inclusions. I already showed that the hornblende alone cannot explain the differentiation and why its falling on the differentiation line is in no way proof either. As far as can be seen from the silification triangle the basic inclusions, however, might have caused the differentiation, but for the same reasons as were given for the hornblende this is not necessarily the case.

At first sight it seems curious that these basic inclusions are also projected on the differentiation line. The following may account for it.

According to Esenwein's description the inclusions contain, besides a large amount of hornblende (A in fig. 39), a considerable quantity of basic plagioclase. A combination of these two minerals in about equal amounts must present a projection at B. A small additional amount of pyroxene brings the projection to C and a final addition of magnetite carries the combination to the projection point of the

basic inclusions D. This fits in exactly with the microscopic examination.

It is obvious that the substraction of these inclusions from plateau basalt must result in an entirely different product than from the crystallisation of hornblende alone, although the same line is followed in the triangle. That the hornblende is also projected on the same differentiation line is merely a coincidence. In how far the basic inclusions can be considered as the cause of the differentiation will be followed out in detail presently in the variation diagram, where it will be shown that the inclusions represent a magma enriched by crystal sorting, but not of the same composition as the materials that were substracted to cause the differentiation (p. 322).

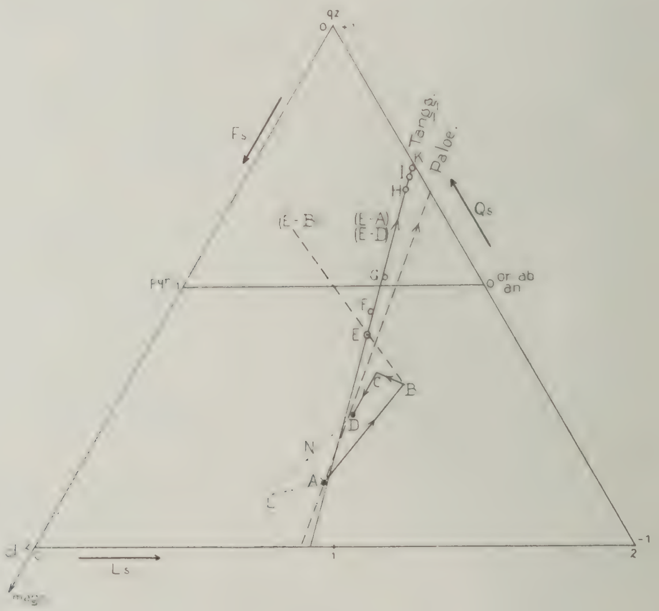


Fig. 39.

Silification triangle illustrating various aspects of the differentiation series of Paloewch and the Tanggamoes.

The great value of the silification triangle for illustrating the differentiation is in no way denied by the writer. However, it should only be employed in combination with a variation diagram as one may otherwise be led to entirely wrong conclusions, as shown above. In many cases, where detailed treatments are to be made, even the NIGGLI-variation diagram can only be used to gain a first impression, as all major components must be taken into account. This can either be done by drawing separate K, Na, Fe, and Mg curves in the NIGGLI diagram or by using a weight percentage diagram of HARKER's type.

By way of example we can again consider ESENWEIN's triangle (fig. 39). D represents the composition of the basic inclusions (horn-

blende, plagioclase, magnetite and pyroxene). But besides the inclusions the same point might also represent:

hornblende + olivine (L) and plagioclase (or orthoclase);
hornblende + pyroxene (N) and felspar;
hornblende, feldspar and silica; etc.

A choise between all these possibilities can only be made by studying a complete differentiation diagram.

The various curves in the NIGGLI diagrams given by ESENWEIN are practically straight. This in itself already points to a simple substraction differentiation and the triangle need not be used to prove it.

In another, minor detail ESENWEIN's deductions need correction. The latite of Tanggamoes consists of a plagio-liparite with inclusions of basalt. ESENWEIN uses NIGGLI's values to calculate the relative amounts of the two components necessary to produce the latite. He arrives at the conclusion that 29 % of basalt is incorporated in 71 % of plagio-liparite. NIGGLI's values, however, cannot be used for calculating relative amounts as they are not proportionate to these. The average amount of SiO_2 of the basalts is 52.28 % and of the plagio-liparites it is 73.41 %. The percentage of SiO_2 of a rock composed of 29 % basalt and 71 % plagio-liparite would be 67.28 %, whereas the percentage of the latite is actually 70.63 %. By mixing 12.2 % of the acid basalt with 87.8 % basic plagio-liparite a magma is produced of the following composition:

	mixture	latite
SiO_2	70.63	70.63
Al_2O_3	13.49	12.93
CaO	2.06	2.34
Alkali	7.17	7.39
MgO	0.79	0.87
Fe_2O_3	1.29	1.24
FeO	1.22	1.59

ESENWEIN's conclusion that a mixture of the two magma's will produce the latite is correct, but the amount of basalt needed is much smaller, only 12 % instead of 29 %. As the visible amount of basalt inclusions in the slide is 15—20 % one must conclude that no melting of the basic inclusions took place. The reaction according to BOWEN's principle, however, has altered the composition of the plagio-liparite magma so as to prohibite the crystallisation of quartz and biotite in the latite. This conclusion is more probable than ESENWEIN's deduction that 9—14 % of the rock was composed of fused basalt. This would have been in contradiction with the reaction principle, but need no longer be assumed in the light of the corrected calculation.

Apart from these minor points ESENWEIN's studies on the differentiation are of the greatest importance and should be carefully studied by all interested in these problems.

B. Inclusions in the lava's and the formation of the hornblende.

Many lava's of recent East Indian volcanoes are very rich in inclusions. BROUWER was the first to realise their importance and to him we owe the description of a great number of inclusions from several volcanoes (bibl. 7—10). Apart from a few exceptions they are to be considered according to BROUWER as parts of the same magma as the enclosing lava's, crystallised at greater depths. One of the most interesting properties of the inclusions is the frequent occurrence of hornblende crystals, sometimes decomposed to pyroxene and ore. BROUWER was able to show that where the inclusions cooled rapidly in bombs the hornblende is idiomorphic and unaltered, but that when they are taken from lava's, especially from lava plugs, and thus cooled more slowly, the hornblende is generally considerably or entirely changed to pyroxene and ore. From this he draws the important conclusion, that the hornblende formed at greater depths, but was no longer stable when arriving at the surface. Only in the case of rapid cooling did they forego alteration. (Independently KEMMERLING later came to the same conclusion, bibl. 18). The glassy groundmass of some inclusions proves that they had not yet entirely crystallised at the time of eruption.

BROUWER is of opinion that these inclusions represent the cooled border of the magma at depths, brought up by renewed activity. He does not believe that any appreciable differentiation took place, because the repeated eruptions of each volcano reproduce practically the same lava. There were no analyses of inclusions available for verification at that time.

Afterwards BROUWER found a lava (bibl. 11) containing unaltered hornblende as normal phenocrysts in the submarine lava plug of the Mahengetang volcano north of Celebes. To account for this case he assumed that the rapid cooling of the lava below water, the advent of volatile substances and the higher pressure of the water prohibited the alteration of the hornblende in the normal fashion.

BROUWER's general conclusion is that considerable pressure and a high content of volatile substances favour the crystallisation of hornblende, but that at still higher pressure (that is lower down in the magma chamber) the augite phenocrysts are formed in the magma. When the latter forces its way to the surface, carrying along the partly consolidated roof with hornblende crystals, the reduced pressure and the escape of the volatile substances brings the magma outside the stability field of the hornblende. The latter is then resorbed.

KEMMERLING critisised BROUWER's theory (bibl. 19). He pointed to the fact that the dome of Mahengetang rose above low water and was therefore not exposed to abnormal pressure. To this we might add that in thick lava flows and plugs the lower parts consolidate under considerable pressure without containing hornblende crystals in most cases. KEMMERLING also questions the influence of cooling below water, because lava's that consolidated below crater lakes (Galoenggoeng) do not show hornblende phenocrysts. The low conductability of lava must also annihilate the influence of cooling water a short distance below the surface.

These arguments find further confirmation in the discovery of lava plugs (tholoïden) on the Penanggoengan (see page 282) with hornblende as normal, unaltered phenocrysts even at the very surface. Neither the influence of water nor of pressure can be held responsible for the preservation of these hornblende crystals.

We must therefore seek another explanation for the exceptional cases in which the hornblende is not decomposed in a lava that cooled slowly at the surface. It is of importance to note that in several domes the conditions appear to have been favourable for the preservation of the hornblende (Penanggoengan, Mahengetang, Kloet). The lava of these plugs must have cooled comparatively slowly. We are therefore forced to assume that in these cases the hornblende remained stable during the entire process of consolidation. That, however, the stability field of the hornblende was nearly left, is proved by the cases in which decomposition has just started at the end of the consolidation. As Brouwer and Kemmerling showed convincingly that the materials of most inclusions passed right out of the stability field of the hornblende there must be a difference in composition.

According to Brouwer the presence of volatile substances is favourable to the formation of hornblende. We might suppose that the plugs contained a relatively high percentage. But this would also increase the fluidity whereas plugs are formed in consequence of the viscosity of the lava and no explosive phenomena appear to have accompanied the eruption. The opposite assumption, that loss of volatile substances caused the extention of the stability field of the hornblende is rendered improbable by the occurrence of domes without hornblende (Merapi, Galoenggoeng) and the frequence of hornblende in inclusions.

There seems to remain but one possibility, namely that the chemical composition of the non-volatile part of the lava, that consolidated to hornblende andesite plugs, was different to the normal magma of the pyroxene andesites and basalts.

These differences must be very slight, however, as the analysed plug-rock of the Penanggoengan has a normal composition. Evidently some very slight alteration of the composition extends the stability field of the hornblende to lower temperatures. The frequent occurrence of hornblende in the lava's of Tidore without any apparent abnormality in the composition points in the same direction.

The chemical analyses by Esenwein of the inclusions of Paloeweh enabled him to prove that they are basic differentiation poles (see, however, our remarks on this subject, p. 322). In a different manner this also holds for the basic inclusion of Tidore, that consists of normal magma with the addition of a large amount of hornblende (see p. 326). Brouwer's conjecture that the inclusions are only a heteromorphic facies of the same magma as the lava's is therefore not born out. The analysed examples did not arise by the breaking up of the consolidated roof portions of the magma in the chamber, but from crystal sorting in the deeper layers. There is also no reason to assume that below the parts where the hornblende is formed, there is a region where the pressure again carries the magma beyond the stability field of this mineral. The

hornblende-free lava's can be explained by crystal substraction, leaving a composition outside the stability field of the hornblende, even at higher temperatures.

With a view to the importance of the inclusions for the differentiation an attempt can be made to determine the most probable quantitative, mineralogical composition. The graphic method is the most easily followed.

The average composition of two unchanged Paloeweh inclusions and of the Kloet inclusion and the average of three hornblende analyses (2 from Paloeweh and 1 from the Kloet) are the following:

	hornblende	inclusion	calculated inclusion
SiO_2	40.11	41.29	41.1
Al_2O_3	12.14	18.60	20.1
FeO	13.17	11.46	12.2
MnO	0.17	0.19	0.1
MgO	12.88	7.13	7.4
CaO	13.19	14.37	14.2
Na_2O	3.82	2.70	2.8
K_2O	1.13	1.11	0.6
+ H_2O	0.45	0.68	0.2
— H_2O	0.07	0.26	0.1
TiO_2	1.91	1.19	1.0
P_2O_5	—	0.16	—

The plagioclase contains on an average 87½ % An. There is further a considerable amount of magnetite, some hypersthene pour in iron and some light green augite. For the hypersthene the composition given in the following table may be supposed. That of the augite is more or less arbitrarily chosen, but although it may be different the influence of the mistake is not great on account of the small amount.

	hypersthene	augite
MgO	22.4	17.1
CaO	1.9	21.7
FeO	20.2	4.2
Al_2O_3	1.1	2.3
Na_2O	—	1.5
K_2O	—	1.0
SiO_2	52.2	52.5

When hornblende (Ho, fig. 40) is substracted from the inclusions (In) the thin full lines (In-Ho) are followed. The composition of the remainder must lie to the right of In and to the left of 43 % SiO_2 where the amount of MgO becomes zero. The composition of the plagio-

clases is given by the double lines (Pl) from anorthite (An) past An 75 %—Ab 25 %. If we combine one part hypersthene and one part augite (together Px) with 2 parts magnetite the composition MaPx is reached, just over 26 % SiO_2.

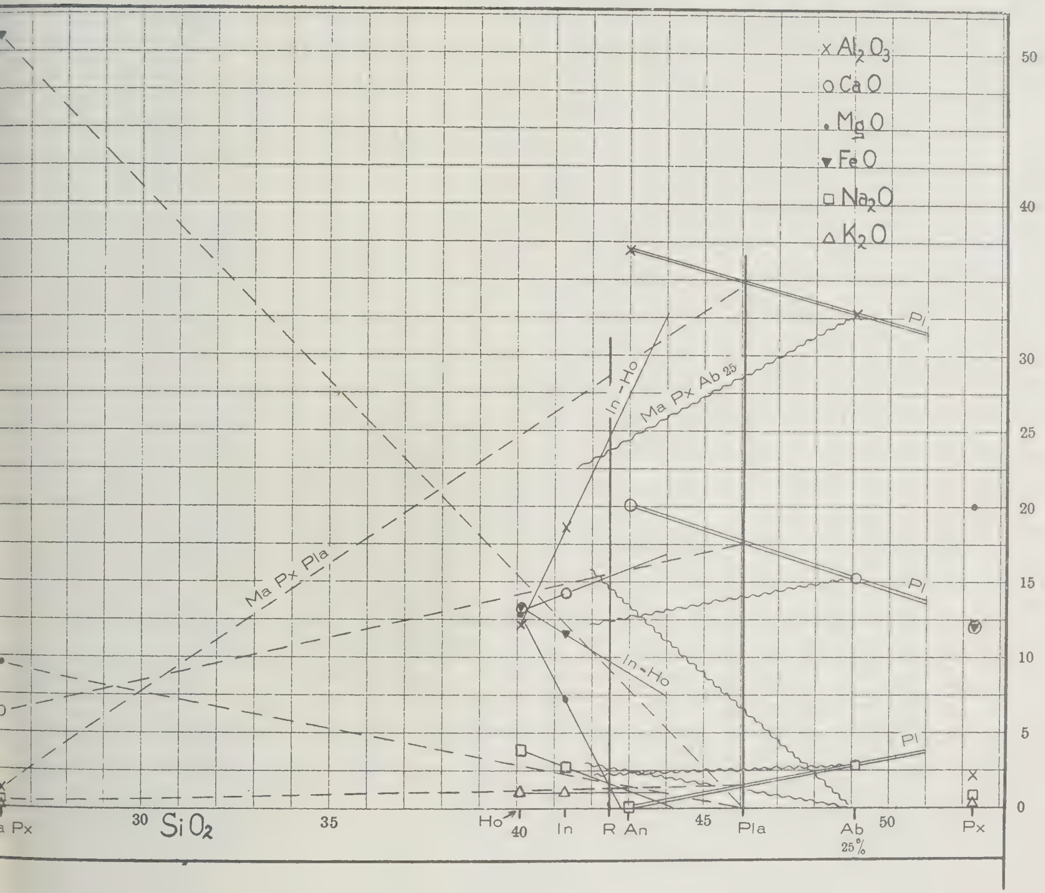


Fig. 40.
Variation diagram for finding the composition of the inclusions of Paloeweh.

The dotted lines show the composition of mixtures of plagioclase of 87½ % An (Pla) and MaPx. If the average compositions and supposed amounts were correct then the two sets of lines (MaPxPla and In-Ho) should bisect on a vertical line giving the composition of the inclusions, minus hornblende (R).

Although this is not found to be the case the differences are relatively small. For FeO, CaO, MgO, Na_2O and K_2O the differences are less than one percent; only for Al_2O_3 do they amount to 3½ % [1]).

[1]) These divergencies are lessened by half when the whole inclusion is considered (1 R + 1 Ho).

The weight percentages of the various components in the inclusions is found to be: hornblende 50 %, plagioclase 40 %, magnetite 5 %, hypersthene 2½ %, augite 2½ %. This combination is calculated in the last column of the table on page 320.

Although there are several uncertainties in the conclusion arrived at it will be found that comparatively slight alterations either in the relative amounts of the constituents or the addition of other minerals carry us further away from the attempted correlation. Thus with a composition of the plagioclase of 25 % Ab (that is less than the average of the Fedorof measurements and for this reason alone already improbable) the bisection of In-Ho with the waved lines MaPxAb25, fig. 40 would give the inclusions minus hornblende. It is found that Al_2O_3, MgO, Na_2O and K_2O are correct within one percent, but CaO is 2½ % too low, FeO 5 % too high. If magnetite is left out of account FeO of the inclusions is not only made several percent too low, but the SiO_2 content is at least 4 % too high. Without pyroxene the difference for Al_2O_3 is increased some 3 % and FeO falls out 2½ % too low for the inclusion minus hornblende.

These considerations bring out clearly the importance of all the constituents for gaining the correct composition of the inclusions and therefore carry us back to the conclusion that the NIGGLI triangle, as used by ESENWEIN for illustrating the course of the differentiation, can only give us a very incomplete insight into the processes at work. It will also be seen that for details the NIGGLI variation-diagram would have to be used with separate lines for Mg, Na_2O and K_2O.

An interesting problem is to ascertain whether the differentiation of the Paloeweh magma can be explained by substraction of the inclusions from the most basic lava's as ESENWEIN believes (see quotation on p. 315.

An examination of fig. 41 shows that a simple substraction differentiation is possible as the lines of the various constituents are straight. The lack of analyses of intermediate lava's renders this conclusion somewhat doubtfull, but it is certainly the most probable assumption that can be based on the data at hand. In the same figure the average of both recrystallised inclusions is included (about 47 % SiO_2) and is found to coincide accurately with the continuation of the differentiation lines on the basic side. As this may be in part attributed to BOWEN's reaction principle on account of the recrystallisation of these inclusions one cannot attribute the same importance to them as to the other inclusions.

The average of three unaltered inclusions (two from Paloeweh, one from the Kloet) shown in the same figure (at about 41 % SiO_2) is seen to deviate considerably from the differentiation lines and the same holds for each separate inclusion.

In other words the differentiation of the Paloeweh rocks cannot be directly attributed to the substraction of the basic inclusions! The principal differences are that the Al_2O_3 and K_2O are too high in the inclusions, while the FeO and Na_2O are too low, CaO, MgO and TiO_2

are practically what were needed to produce the observed differentiation.

In itself this conclusion is not surprising. In order to change the composition of a magma the crystals must be carried away from the

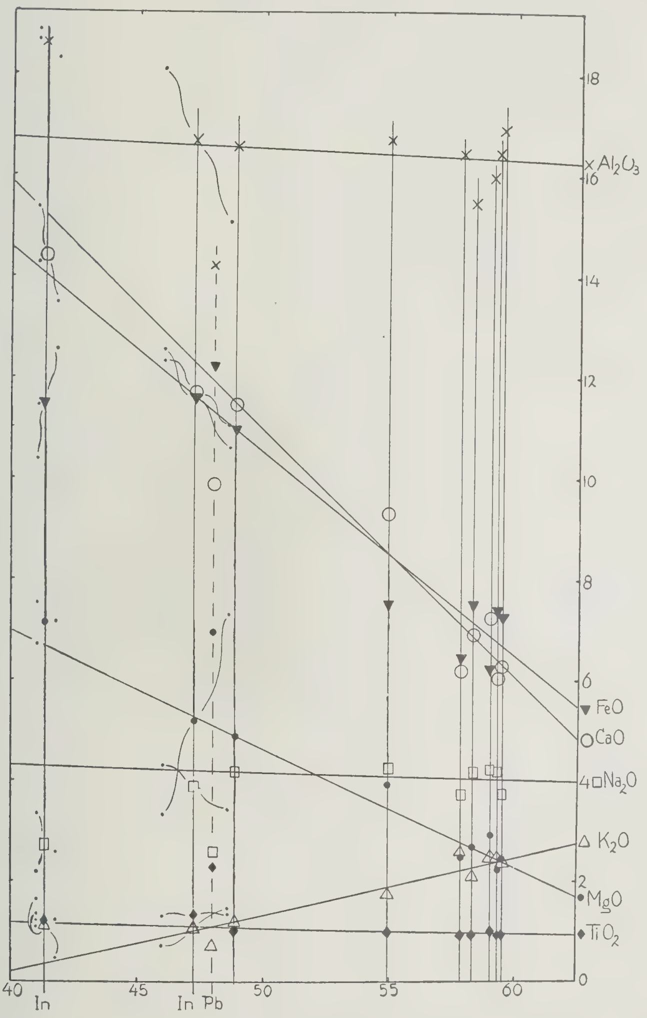


Fig. 41.

Variation diagram of Paloeweh. Pb = plateau basalt.

remaining liquid (by gravity), for if they remained the bulk composition would not be altered. It seems most improbable that these crystals would collect again unchanged elsewhere in the correct ratio's (as crystals or resorbed into the magma) and then be erupted in the form of inclusions. It is more rational to assume that the inclusions repre-

sent a nearly or entirely crystallised magma that was formed by the showering of crystals from a higher level (in the act of crystallisation) into lower strata. Some of these phenocrysts were caught (by resorption or continuation of growth) and others passed through being partly resorbed and again others escaped to deeper magma without loss.

These considerations bring out the importance of the difference between the materials that were substracted and the various products that may be formed by the addition of sunk materials to the original magma. Our quotation from ESENWEIN (p. 315) shows that he has not sufficiently stressed this point. BOWEN on the other hand draws special attention to it.

When viewed in this light the basic inclusions give us valuable indications of the kind of crystals forming at depths and thus causing the differentiation, but they need not have a composition fitting into the differentiation series. This would only be the case if they had been formed as floating balls by „Sammelkristallisation''.

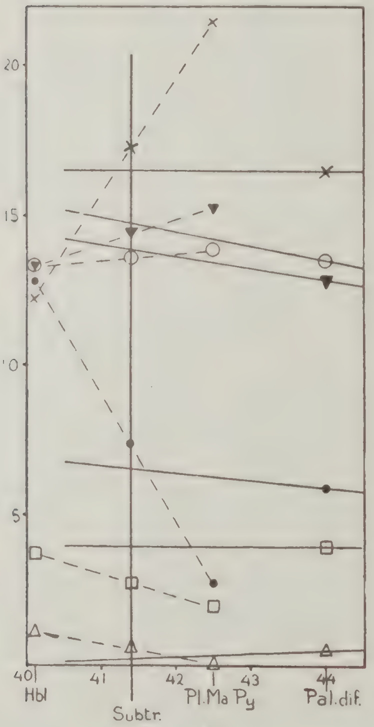


Fig. 42.

Variation diagram for finding the composition of substracted material in the Paloeweh differentiation.

For the composition of the materials that did actually cause the differentiation by sinking away from the upper layers of the magma chamber, any series of points on a vertical line where it is cut by the various oxide lines in fig. 41 could be assumed at the basic side. We can however, attempt to find such a combination of the minerals found in the inclusions as to give one of these possibilities. The task would be almost hopeless if we did not use the results of the analysis given before of the probable quantitative mineralogical composition of the inclusions.

We see from fig. 40 that in order to increase the relative amount of FeO as compared with the inclusions a more acid plagioclase must be taken in smaller amounts for instance 25 % Ab (the waved lines) whereby we attain at the same time the necessary increase of Na_2O and decrease of Al_2O_3 (the TiO_2 is contained in the magnetite as titanomagnetite actually observed by ESENWEIN). The only components that do not fit in correctly are CaO and MgO. This can be corrected by reversing the proportion of these two oxides in the pyroxene.

In fig. 42 Pl.Ma.Py is the combination of 64 % plagioclase (25 % Ab), 14 % magnetite and 22 % pyroxene of the same composition as that

of fig. 40 but with the amounts of CaO and MgO reversed. The dashed lines are the combination of the average hornblende with this mixture. Subtr. represents the composition of the combination of 46 % hornblende, 34 % plagioclase (25 % Ab), 8 % magnetite, 12 % pyroxene. The composition of Subtr. nearly fits onto the drawn out lines that represent the differentiation lines of the Paloeweh magma on the basic side. Al_2O_3, FeO, MgO and K_2O are about one percent too high; CaO and Na_2O one percent too low. The given combination of minerals therefore gives us a fairly correct notion of the matter that sank away thus causing the Paloeweh differentiation.

In order to cause the differentiation to more acid magma the plagioclase should be more basic than the average of all the plagioclase material in the initial magma. As the normative composition of the plagioclase of the most basic lava is about 50 % Ab (Esenwein, p. 128) this requisition is met by the composition assumed (25 % Ab). On sinking into deeper strata it will be resorbed and render the resultant liquid more basic. The first plagioclase to crystallise from this new melt would be more basic than the resorbed crystals and might be represented in the basic inclusions (10 %—15 % Ab). If our deductions are correct the inclusions therefore represent the first crystallisation products of the basic pole of the deeper magma, or they may also have been formed from a magma that was produced by a second crystallisation differentiation. Complete crystallisation of the first enriched magma would have produced plagioclase with more than 25 % Ab, whereas the normative composition in the basic inclusions is about 10 % Ab. Repeated differentiation to produce the inclusions seems therefore to be more probable if they are parts of an entirely crystallised magma.

One characteristic of our assumed differentiation may still be pointed out. How is it that an increase of FeO as compared to the inclusions is attained chiefly by changing the composition of the plagioclase that does not contain iron?

Increase of the amount of FeO relative to pyroxene in fig. 40 would lower the amount of iron in the sinking material for a given percentage of SiO_2. This at first sight appears to be contradictory. To render this matter clear let us consider a magma composed of FeO, MgO, Al_2O_3 and SiO_2, which it is assumed has crystallised to magnetite (FeO), a mineral with m-MgO . n-SiO_2 and another p-Al_2O_3 . q-SiO_2 (fig. 43). Let us change the relative amounts of these components while leaving the SiO_2 percentage of the melt unaltered. The FeO- and MgO-minerals combine to some composition given by the drawn out lines and this composition combines with the Al_3O_3-mineral along the dotted lines.

In case B, fig. 43 where the Al_3O_3-mineral is more acid than the MgO-mineral, any increase of the amount of FeO as compared to MgO (moving A to the left) increases the amount of FeO for the given SiO_2-percentage (C).

In case A where the Al_2O_3-mineral contains less SiO_2 than the MgO-mineral, two cases arise. When the given composition of the magma is less basic than the Al_2O_3-mineral (D), relative increase of FeO as

compared to MgO (moving B to the left) increases the percentage of iron in the magma. When, however, the given magma is more basic than the Al_2O_3-mineral (C), increase of iron relative to MgO (moving A

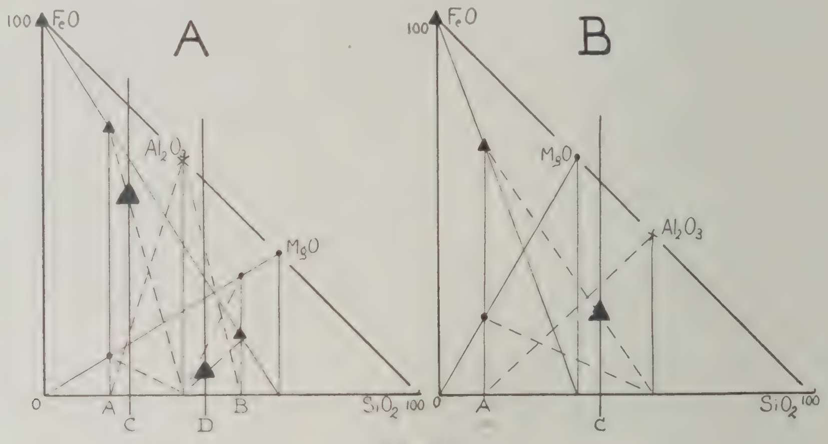


Fig. 43.

Variation diagrams to show the influence of the combination of various amounts of minerals on the combined composition.

to the left) decreases the iron-percentage in the magma! This is the case dealt with in fig. 40 where the Al_2O_3-mineral is represented by basic plagioclase and the MgO-mineral by the combination of two pyroxenes.

The inclusion of Tidore (see fig. 44) deviates a long way from the normal composition by the high MgO and low Al_2O_3 percentage and

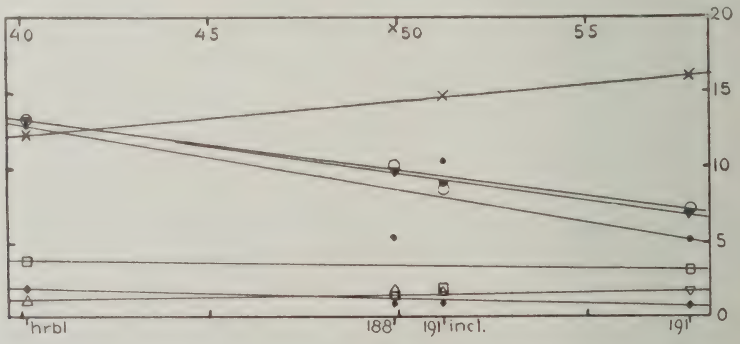


Fig. 44.

Variation diagram concerning the basic inclusion of Tidore.

should evidently be left out of account when considering the tendency of the differentiation. On the other hand it is of importance to ascertain

whether these differences can be explained by the presence of hornblende that occurs abundantly in the analysed specimen. In fig. 44 is shown how the addition of 38 % average hornblende to 62 % of the surrounding rock (nr. 191) gives a composition that approximates to that of the inclusion. This combination would contain 2½ % too little MgO, 1 % too much CaO and 1½ % too much Na_2O. All other constituents are correct within 1 % (see the calculated composition in the table on page 309). If one takes into account that the composition of the hornblende may be somewhat different to what we have assumed, this result is sufficiently accurate to prove that the inclusion was formed simply by the addition of 38 % hornblende crystals to 62 % of the surrounding magma. As measurement showed the hornblende phenocrysts alone to form 31 % of the rock, the mode appears in close coincidence with the calculated norm.

This conclusion is of importance when compared to the probable mode of formation of the Paloeweh inclusions. The latter appear to have been formed by crystallisation of a magma enriched by the sinking of several kinds of crystals and thus represent a deeply formed basic pole of the differentiation series. The recrystallised inclusions have been changed afterwards by the reaction with the surrounding magma. The Tidore inclusion is probably more of local origin. The hornblende crystals are small and were evidently not resorbed. This conjecture is rendered more certain by taking into account than the other inclusions of the same island have different phenocrysts that vary in conjunction with the composition of the surrounding lava. Both the Paloeweh and Tidore types of inclusion, however, have in common that they differ in composition from the normal magma and were therefore formed by other processes than Brouwer assumed.

C. Variation diagrams of Tidore, the Penanggoengan and Krakatoa.

Tidore.

The number of analyses (188, incl., 191, 218, 201) is not sufficient to show accurately the mode of differentiation. Thus it is a matter of doubt wether the lines in the diagram fig. 45 are in reality curved or straight. In any case the amount of curvature appears to be small.

If we compare the differentiation series with that of Paloeweh we note a stronger decrease of Al_2O_3 and TiO_2 in the Tidore diagram, while FeO, CaO and K_2O lie slightly more horizontal. Na_2O on the other hand increases much more.

The Penanggoengan.

As there are only three analyses (96, 90, 99) to base the variation diagram on, two of which are nearly the same, not much can be said on this theme. On the whole it appears that the type of differentiation comes closer to that of Tidore than of Paloeweh. If the Tidore and Penanggoengan analyses are combined the lines are straighter than those for Tidore alone.

Krakatoa.

The Krakatoa variation diagram here given is based on a number

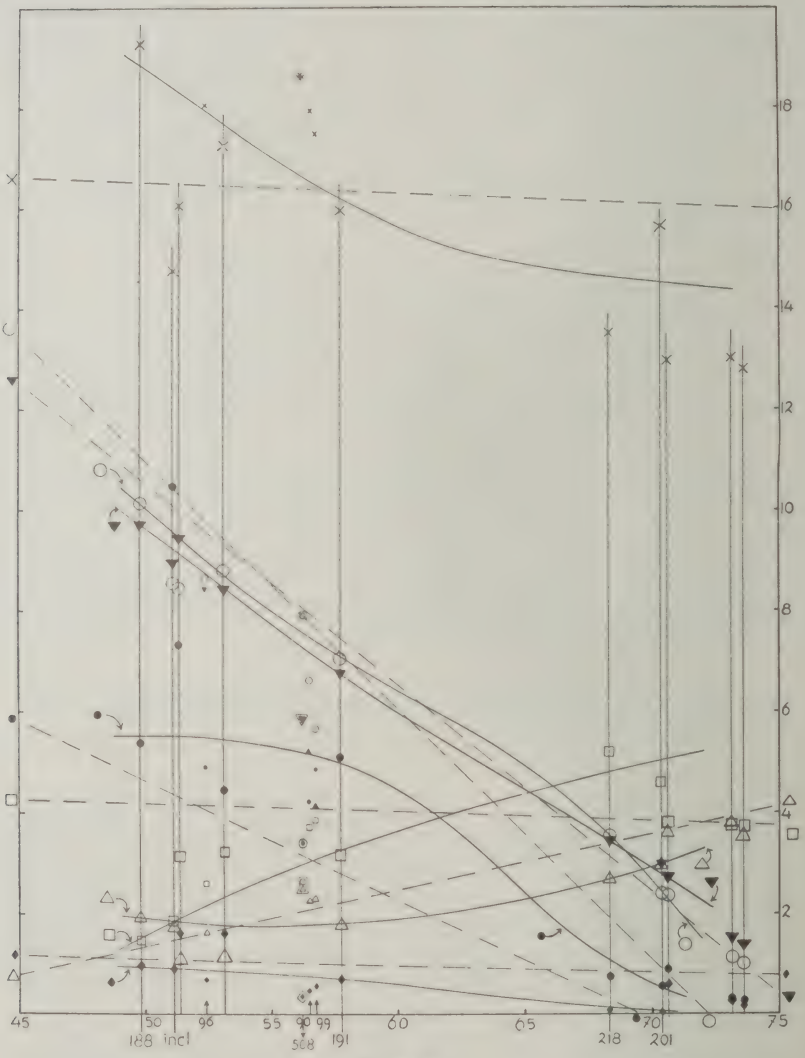


Fig. 45.

Variation diagram of Tidore, Penanggoengan, 508 = G. Api, Dotted lines are those of Paloeweh.

of analyses published by STEHN (bibl. 28). It is of a different type to that of Paloeweh as the differentiation lines are markedly curved.

It is not a simple substraction differentiation therefore, but has the normal aspect with bent lines indicating that in the course of the

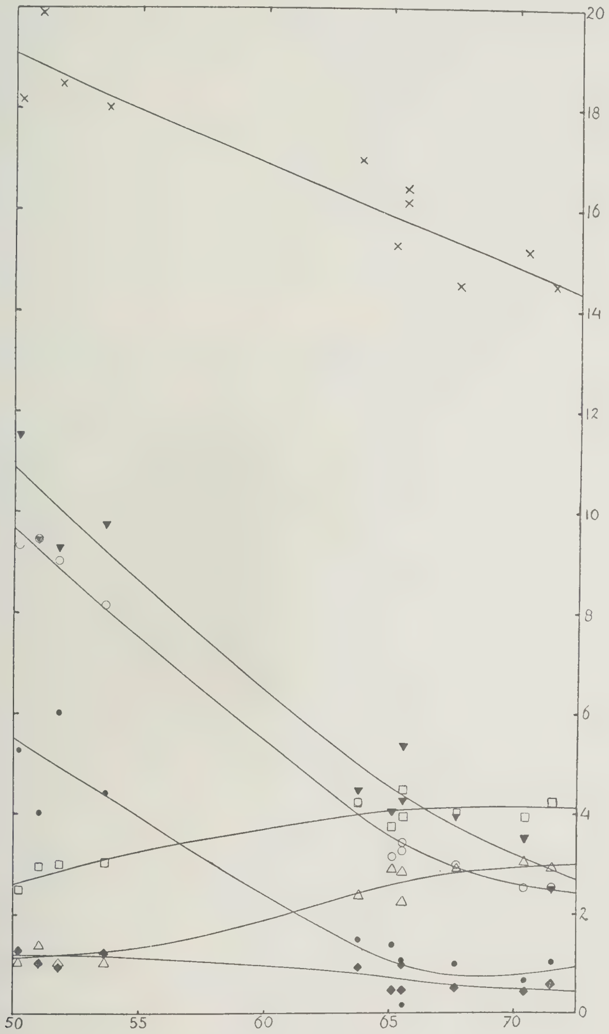


Fig. 46.

Variation diagram of Krakatoa.

differentiation the composition of the sinking crystals continually changed. I have added this diagram to show that there are evidently many types of differentiation in the recent East Indian volcanoes.

Geological Institute Groningen, Holland

12. BIBLIOGRAPHY.

1. AKKERSDIJK, M. E. Het Tenggercaldera probleem. De Mijningenieur, 1928, p. 117—124.
2. AKKERSDIJK, M. E. Caldera of the Tengger-Mountain. Fourth Pacific Sc. Congr. 1929. Excursiongide E 2.
3. BEMMELEN, R. W. VAN. De Tengger-strijdvraag. Nat. Tijdschr. Nederl. Indië, 1930, p. 96—159.
4. BOSCH, C. A. VAN DEN. De wordingsgeschiedenis van het Tenggergebergte. Nat. Tijdschr. Nederl. Indië, 1929, p. 389—436.
5. BOSCH, C. A. VAN DEN. The history of the Tengger Mountains. Proc. Fourth Pacific Sc. Congr. 1929, Vol. II, p. 317—319.
6. BOSCH, C. A. VAN DEN. Eenige opmerkingen naar aanleiding van kritiek op mijn wordingsgeschiedenis van het Tenggergebergte. Nat. Tijdschr. Nederl. Indië, 1930, p. 243—257.
7. BROUWER, H. A. Over homoeogene insluitsels van Kawah Idjen, Goentoer en Krakatau en hun verband met de omsluitende effusiefgesteenten. Vers. Kon. Akad. Wet. Amsterdam, 1914, 22, p. 998—1002.
8. BROUWER, H. A. Kristallisatie en resorptie in het magma van den vulkaan Roeang (Sangi eil.). Vers. Kon. Akad. Wet. Amsterdam, 1920, 28, p. 656—665.
9. BROUWER, H. A. Samenstelling en insluitsels van de lavaprop van den Galoenggoeng. Vers. Kon. Akad. Wet. Amsterdam, 1920, 29, p. 659—666.
10. BROUWER, H. A. Sur les domes volcaniques des volcans actifs de l'archipel Malais. Zeitschr. f. Vulk., 1921, 6, p. 37—46.
11. BROUWER, H. A. Sur l'éruption d'une andésite à hornblende dans l'archipel Malais. Com. Rend. Ac. Sc. Paris, 1921, 173, p. 240—242.
12. EHRAT, H. Die tätigen Vulkane des Gunung Api (Sangean) bei Bima. Niederländisch-Indien. Zeitschr. f. Vulk. 1929, 12, p. 8—14.
13. ESCHER, B. G. Vesuvius, the Tengger Mountains and the problem of calderas. Leidsche Geol. Med. II, 1927, p. 51—88.
14. ESENWEIN, P. Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von Paloeweh. Vulk. Seism. Med. 1930, 11, p. 93—141.
15. ESENWEIN, P., en BEMMELEN, R. W. VAN. De liparitische eruptie van den basaltischen Tanggamoes-vulkaan. Wetensch. Med. 22, 1932, p. 33—62.
16. GEORGIADÈS BEY, A. N. Untersuchungen über Eruptivgesteine der Insel Halmahera (Djilolo) im Archipel der Molukken. Diss. Zürich, 1918.
17. HINLOOPEN LABBERTON, D. v. Oud-Javaansche gegevens omtrent de vulkanologie van Java. Nat. Tijdschr. Nederl. Indië, 1921, p. 124—158.
18. KEMMERLING, G. L. L. De uitbarsting van den G. Kloet in 1919. Vulk. Med. 2, 1921.
19. KEMMERLING, G. L. L. De vulkanen van den Sangi-Archipel en van de Minahassa. Vulk. Med. 5, 1923.
20. KUENEN, PH. H. Voorloopig resultaat van een onderzoek van de G. Penanggoengan bij Soerabaja. Tijdschr. Ned. Aardr. Gen., 1930, p. 48—51.
21. KUENEN, PH. H. Experiments on the formation of volcanic cones. Leidsche Geol. Med. VI, 1934, p. 99—118.
22. KUENEN, PH. H. Geological interpretation of the bathymetrical results. The Snellius-Expedition, Vol. V, Part 1, 1935.
23. LACROIX, A. La Montagne Pelée et ses éruptions, 1904.
24. MOLENGRAAFF, G. A. F. De vulkaan Woerlali op het eiland Dammer. Jaarb. Mijnw. Nederl. Indië, 1916, Verh. 1ste ged.
25. NEUMANN VAN PADANG, M. Het vulkaaneiland Paloeweh en de uitbarsting van den Rokatinda in 1928. Vulk. Seism. Med. 11, 1930, p. 1—92.

26. NIGGLI, P. Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. VII, Ht. 1, 1927.

27. RETGERS, J. W. Mikroskopisch onderzoek van gesteenten van Ned. Indië. Collectie DII. Gesteenten van de Molukken en Ternate. Jaarb. Mijnw. Nederl. Indië. 1895, Wet. Ged., p. 107—124.

28. STEHN, CH. E. Krakatau, Part I, The geology and volcanism of the Krakatau group. Fourth. Pacific Sc. Congr. 1929. Special Publ.

29. VERBEEK, R. D. M. Molukkenverslag. Jaarb. Mijnw. Nederl. Indië, 1908, Wet. Ged.

30. VERBEEK, R. D. M., en FENNEMA, R. Geologische beschrijving van Java en Madoera. 1896.

31. WICHMANN, A. Over de vulkanen van Tidore. Vers. Kon. Akad. Wet. Amsterdam, 1918, 27, p. 861—870.

DE GESTEENTEN VAN DE GOENOENG-RAOENG

C. KOOMANS.

Zooals RICHARD in de Leidsche Geol. Med., deel VII, afl. 1, 1935, reeds vermeldde, werd het petrografisch- en chemisch onderzoek der door hem medegebrachte gesteenten van de Raoeng door mij ondernomen.

Achtereenvolgens worden de volgende eruptieproducten beschreven:

1. Gesteenten van de Caldeirawand.
2. Gangen in deze Caldeirawand.
3. Lavastroomen van de centrale kegel.
4. Eruptieproducten van 1927.

1. Makroskopisch zijn deze gesteenten onderling vrijwel gelijk, donkergrijs tot zwart van kleur met een min of meer poreuze textuur. Behalve plagioklaas zijn met het bloote oog geen mineralen zichtbaar. Mikroskopisch echter kunnen we twee typen onderscheiden:
   a. Bazalt, welke in het onderste deel van de wand voorkomt. Deze bevat naast plagioklaas ook olivien, die gedeeltelijk in serpentijn en rood ijzererts is omgezet, en enkele hoornblende- en augietfenokristen in een bruinachtige glasbasis. Magnetiet komt in groote hoeveelheden accessorisch voor.
   Hiervan werden twee stukken, nl. 21 en 26, geanalyseerd. De plagioklaas bevat 60—70 % anorthiet volgens metingen met de Fedorowtafel.
   b. Andesiet, waaruit het bovengedeelte van de wand is opgebouwd en welke dus later is uitgevloeid (4 en 5). Als fenokristen zien we hier plagioklaas met 60 % anorthiet, hypersteen en zwak pleochroïtische pyroxeen in een bruin tot grijze glas grondmassa. Ook hier treedt veel magnetiet op, vaak als insluitsel in de plagioklaas.
2. Gangen, die een hoogte van enkele honderden meters en een dikte van 1 tot 3 meter kunnen bereiken, doorsnijden de caldeirawanden (59 en 63). Deze gangen bestaan uit een fijnkorrelige donkere bazalt, die veel minder poreus is dan de bazalten onder 1*a* genoemd. De plagioklaasfenokristen zijn klein, verder treedt olivien en augiet als fenokrist op. De grondmassa is ten deele glazig en ten deele zeer fijn kristallijn. Bij No. 63 is in enkele kleine holten siliciumoxyde als achaat afgezet.
3. Van deze lavastroomen is de relatieve ouderdom niet bekend, ook petrografisch zijn geen onderling verschillende stroomen waar te nemen, zoodat we niet met zekerheid weten, of hier één of meerdere uitbarstingen hebben plaats gevonden.

Makroskopisch zijn het zwartgrijze, zeer poreuze gesteenten, waarin geen duidelijke kristallen zichtbaar zijn.
Onder het mikroskoop zien we plagioklaas- (60—75 % an.), olivien- en augietfenokristen in een grondmassa van glas en dezelfde mineralen maar kleiner van afmetingen. Het zijn dus eveneens bazalten (analyse 46).

4. Bij de eruptie van 1927 werden uitsluitend bommen en asch uitgeworpen, lavastroomen kwamen niet voor.
Geanalyseerd werden de gesteenten 30 en 34, daar deze onderling de grootste afwijking vertoonen.
No. 34 is afkomstig van een grijze, poreuze slak, waarin duidelijke veldspaat- en olivienkristallen te zien zijn.
Mikroskopisch blijken deze mineralen als fenokristen in een bijna geheel kristallijne grondmassa van veldspaatmicrolieten en magnetiet te liggen. Ook komt een enkel augietkristal voor.
No. 30 is dichter en donkerder van kleur, de grondmassa bevat aanzienlijk meer glas, terwijl de fenokristen van veldspaat en olivien veel kleiner zijn. Ook hier hebben we dus weer bazaltische eruptieproducten.

TABEL I.

	1*a*		1*b*		2		3	4	
	21	26	4	5	59	63	46	30	34
s.g.	2,82	2,75	2,73	2,72	2,76	2,75	2,81	2,81	2,82
SiO_2	52,92	54,99	58,91	58,23	56,83	54,98	52,93	52,83	52,40
FiO_2	1,22	1,15	0,89	0.86	0,78	1,08	1,02	1,07	1,00
P_2O_5	0,21	0,34	0,15	0,24	0,19	0,27	0,25	0,20	0.18
Al_2O_3	19,46	17,21	19,31	18,27	17,90	17,66	19,25	17,89	18,71
Fe_2O_3	2,04	3,57	4,59	3,70	2,73	3,42	3,06	3,98	2,93
FeO	7,40	4,26	3,24	3,12	4.08	4,17	5,01	5,05	5,09
MnO	0,24	0,25	0,21	0,14	0,22	0,22	0,28	0,26	0,23
MgO	3,41	3,49	2,42	2,18	2,70	3,61	3,78	3,80	3,71
CaO	9,42	9,58	5,31	8,58	9,06	9,36	9,79	8,53	10,29
Na_2O	1,83	2,18	2,43	2,45	2,52	2,36	2,23	3,74	2,95
K_2O	1,50	1,87	1,87	1,76	1,60	1,84	1,79	2 01	2,30
$+ H_2O$	0,22	1,01	0,57	0,37	0,90	0,93	0,39	0,39	0.33
$- H_2O$	0,06	0,37	0,20	0,23	0,42	0,24	0,02	0,03	0,01
	99,93	100,27	100,10	100,13	99,93	100,14	99,80	99,78	100,13
Si	142	153	193	181	170	148	130	140	136
al	30,5	28	37	33,5	31,5	28	28	28	28,5
fm	35	32,5	33	27	29	35,5	38	35	31,5
c	27	28,5	18,5	28,5	29	27	26	24	28,5
alk	7,5	11	11,5	11	10,5	9,5	8	13	11,5
k	0,35	0,46	0,34	0,32	0,29	0,35	0,35	0,26	0,33
mg	0,39	0,45	0,36	0,37	0,42	0,41	0,37	0,43	0,46
c/fm	0,77	0,88	0,57	1,05	1,00	0,76	0,68	0,70	0,91
qz	+ 12	+ 9	+ 47	+ 37	+ 28	+ 10	— 2	— 2	— 10

Al dadelijk blijkt uit deze analyses, dat de andesietische gesteenten zuurder zijn, dan de samenstelling hunner plagioklazen zou doen vermoeden. Ditzelfde werd ook reeds door Brouwer geconstateerd (Jaarb. v. h. Mijnwezen 1913).

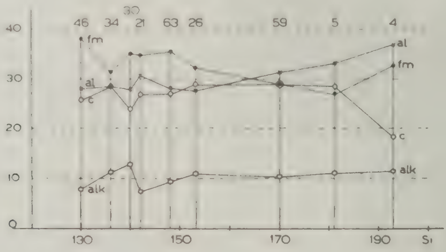
Vergelijken we de „Niggliwerte'' van de Raoenggesteenten met de magmatypen van Niggli (P. Niggli, Gesteins- und Mineralprovinzen), dan kunnen we ze plaatsen tusschen het Tonalietische- en het Normaaldiorietische magma.

TABEL II.

Si	al	fm	c	alk	k	mg	
200	33	33	22	12	0,40	0,50	Type van het Tonalietische magma
168	31	32	26	11	0,27	0,48	Tonaliet van Melirolo, Tessin
155	29	35	22	14	0,28	0,48	Type van het Normaaldiorietische magma
134	30,5	37,5	20	12	0,29	0,37	Dioriet. Lavia, Finland.

De zuurdere gesteenten komen het beste met het Tonalietmagma overeen, daar de alkwaarde van het normale diorietmagma wat hooger ligt en tevens de verhoudingen van kalium tot de som der alkalien lager is.

Opmerkelijk is echter, dat het isofalipunt (al = fm) bij de Raoenggesteenten zoo laag ligt, nl. ongeveer bij Si = 160.



Het magma van de Raoeng vertoont slechts een geringe differentiatie. Eerst heeft een bazaltische eruptie plaats gehad, daarna werd het magma zuurder en ontstond een meer andesitische lava. De latere uitbarstingen leverden weer basischer gesteenten. De Si varieert tusschen 130 en 190. De oudere bazalten hebben nog een positieve waarde voor qz, theoretisch kan dus geen olivien optreden; het is dan ook niet te verwonderen, dat de olivien, die we desondanks aantreffen, resorptieverschijnselen vertoont. Pas de bazalten 46, 30 en 34 hebben een negatieve qz en bevatten dus normatief olivien.

„SAMMLUNGEN DES GEOLOGISCHEN REICHS-MUSEUMS IN LEIDEN" *).

SERIE I.

Beiträge zur Geologie Ost-Asiens und Australiens.

BAND I. (Preis 12 Gulden).

Heft 1, 1881 K. MARTIN, Die versteinerungsführenden Sedimente Timor's.

Heft 2, 1881 K. MARTIN, Eine Tertiärformation von Neu-Guinea und benachbarten Inseln.

K. MARTIN, Jungtertiäre Ablagerungen im Padangschen Hochlande auf Sumatra.

K. MARTIN, Tertiär-Versteinerungen vom östlichen Java.

Heft 3, 1882 K. MARTIN, Neue Fundpunkte von Tertiär-Gesteinen im Indischen Archipel.

Heft 4, 1883 K. MARTIN, Nachträge zu den „Tertiärschichten auf Java".

BAND II. (Preis 9 Gulden).

Heft 1, 1882; 2, 1884; 3, 1887 A. WICHMANN, Gesteine von Timor.

Heft 3, 1887 A. WICHMANN, Gesteine von Pulu Samauw und Pulu Kambing.

A. WICHMANN, Gesteine von der Insel Kisser.

BAND III. (Preis 18 Gulden).

Heft 1—6, 1883—1887 K. MARTIN, Palaeontologische Ergebnisse von Tiefbohrungen auf Java, nebst allgemeineren Studien über das Tertiär von Java, Timor und einiger anderer Inseln.

BAND IV. (Preis 21 Gulden).

Heft 1, 1884 K. MARTIN, Ueberreste vorweltlicher Proboscidier von Java und Banka.

Heft 2, 1887 K. MARTIN, Fossile Säugethierreste von Java und Japan.

Heft 3, 1888 K. MARTIN, Ein Ichthyosaurus von Ceram.

K. MARTIN, Neue Wirbelthierreste vom Pati-Ajam auf Java.

Heft 4, 1888 K. MARTIN, Ueber das Vorkommen einer Rudisten führenden Kreideformation im südöstlichen Borneo.

Heft 5 u. 6 1889 K. MARTIN, Die Fauna der Kreideformation von Martapura.

Heft 7, 1890 K. MARTIN, Versteinerungen der sogenannten alten Schieferformation von West-Borneo.

K. MARTIN, Untersuchungen über den Bau von Orbitolina von Borneo.

K. MARTIN, Ein neues Telescopium und die Beziehung dieser Gattung zu Nerinea.

BAND V. (Preis 13 Gulden).

Heft 1, 1888 M. L. CRIÉ, Recherches sur la flore pliocène de Java.

Heft 2, 1895 K. MARTIN, Neues über das Tertiär von Java und die mesozoischen Schichten von West-Borneo.

---

*) Verkrijgbaar bij: Boekhandel en Drukkerij v.h. E. J. Brill, Leiden.

Heft 3, 1896 K. Martin, Ueber tertiäre Fossilien von den Philippinen.

J. L. C. Schroeder van der Kolk, Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. 1.

Fr. Vogel, Mollusken aus dem Jura von Borneo.

Paul Gustaf Krause, Ueber Lias von Borneo.

Heft 4, 1897 Paul Gustaf Krause, Ueber tertiäre, cretaceïsche und ältere Ablagerungen aus West-Borneo.

Heft 5, 1898 Paul Gustaf Krause, Verzeichnis einer Sammlung von Mineralien und Gesteinen aus Bunguran (Gross-Natuna) und Sededap im Natuna-Archipel.

Paul Gustaf Krause, Obsidianbomben aus Niederländisch-Indien.

K. Martin, Notiz über den Lias von Borneo.

Heft 6, 1899 K. Martin, Die Fauna der Mĕlawigruppe, einer tertiären (eocänen?) Brackwasser-Ablagerung aus dem Innern von Borneo.

BAND VI. (Preis 8.10 Gulden).

Heft 1, 1899 J. L. C. Schroeder van der Kolk, Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. 2.

Heft 2, 1900 Fr. Vogel, Neue Mollusken aus dem Jura von Borneo.

J. L. C. Schroeder van der Kolk, Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken (Schluss).

Heft 3 u. 4, 1900 C. Schlumberger, Note sur deux espèces de Lepidocyclina des Indes Néerlandaises.

K. Martin, Die Einteilung der versteinerungsführenden Sedimente von Java.

E. Carthaus, Beobachtungen auf Celebes und Sumatra.

Heft 5, 1902 C. Schlumberger, Note sur un Lepidocyclina nouveau de Bornéo.

BAND VII. (Preis 12.— Gulden).

Heft 1, 1902 Paul Gustaf Krause, Die Fauna der Kreide von Temojoh in West-Borneo.

Heft 2, 1902 H. Bücking, Beiträge zur Geologie von Celebes.

Fr. Vogel, Beiträge zur Kenntnis der mesozoischen Formationen in Borneo.

Heft 3, 1904 H. Bücking, Beiträge zur Geologie von Celebes. (Nachtrag).

K. Martin, Jungtertiäre Kalksteine von Batjan und Obi.

H. Bücking, Zur Geologie des nordöstlichen Indischen Archipels.

J. G. de Man, Beschreibung einiger Brachyurer Krebse aus posttertiären Schichten der Minahassa, Celebes.

BAND VIII. (Preis 13.— Gulden).

Heft 1, 1904 H. Bücking, Zur Geologie von Nord- und Ost-Sumatra.

H. Bücking, Liste einer Sammlung von Gesteinen vom Keleiflusse in Berouw, Ost-Borneo.

Heft 2, 1906 H. Icke u. K. Martin, Die Silatgruppe, Brack- und Süsswasser-Bildungen der oberen Kreide von Borneo.

Heft 3 u. 4, 1907 K. Martin, Eine altmiocäne Gastropodenfauna von Rembang, nebst Bemerkungen über den stratigraphischen Wert der Nummuliniden.

M. M. Schepman, Mollusken aus posttertiären Schichten von Celebes.

H. Icke en K. Martin, Over tertiäre en kwartaire vormingen van het eiland Nias.

Heft 5, 1912 H. Douvillé, Les Foraminifères de l'île de Nias.

H. Douvillé, Quelques Foraminifères de Java.

BAND IX. (Preis 21.-- Gulden).

Heft 1, 1911 K. MARTIN, Vorläufiger Bericht über geologische Forschungen auf Java. Erster Teil.

P. G. KRAUSE, Ueber unteren Lias von Borneo.

K. MARTIN, Palaeozoische, mesozoische und känozoische Sedimente aus dem südwestlichen Neu-Guinea.

Heft 2, 1912 K. MARTIN, Vorläufiger Bericht über geologische Forschungen auf Java, Zweiter Teil.

L. RUTTEN, Studien über Foraminiferen aus Ost-Asien. Erster Teil.

L. RUTTEN, Studien über Foraminiferen aus Ost-Asien. Zweiter Teil.

Heft 3, 1913 A. L. W. E. VAN DER VEEN, Bijdrage tot de Geologie van Nias.

W. WUNDERLIN, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine von Südost-Celebes.

Heft 4, 1914 L. RUTTEN, Studien über Foraminiferen aus Ost-Asien. (Fortsetzung).

K.MARTIN, Miocäne Gastropoden von Ost-Borneo.

K. MARTIN, Wann löste sich das Gebiet des Indischen Archipels von der Tethys?

BAND X. (Preis 18.50 Gulden).

Heft 1, 1915 L. RUTTEN, Studien über Foraminiferen aus Ost-Asien. (Fortsetzung).

Heft 2, 1916 H. DOUVILLÉ, Les Foraminifères des couches de Rembang.

Heft 3, 1923 H. GERTH, Die Anthozoënfauna des Jungtertiärs von Borneo.

I. M. VAN DER VLERK, Een nieuwe Cycloclypeussoort van Oost-Borneo.

F. KRÖKEL, Gesteine aus dem Gebiet des Boelonganflusses im nord östlichen Borneo.

SERIE II.

Beiträge zur Geologie von Niederländisch West-Indien und angrenzender Gebiete.

BAND I. (Preis 9 Gulden).

Heft 1, 2, 1887 J. H. KLOOS, Untersuchungen über Gesteine und Mineralien aus West-Indien.

J. LORIÉ, Fossile Mollusken von Curaçao, Aruba und der Küste von Venezuela.

M. M. SCHEPMAN, Bijdrage tot de kennis der molluskenfauna van de schelpritsen van Suriname.

Heft 3, 1889 J. H. KLOOS, Untersuchungen über Gesteine und Mineralien aus West-Indien. (Fortsetzung).

BAND II. (Preis 4.75 Gulden).

Heft 1, 1901 T. WAYLAND VAUGHAN, Some corals from the elevated reefs of Curaçao, Arube and Bonaire.

Heft 2, 1902 W. BERGT, Zur Geologie des Coppename- und Nickerietales in Surinam (Holländisch-Guyana).

E. D. VAN OORT, Ueber einen Sirenenwirbel aus dem Serro Colorado auf Aruba.

NEUE FOLGE.

(Quarto-Ausgabe).

BAND I. (Preis 69.— Gulden)

1e Abtheil. Heft 1—10, 1891—1906. K. Martin, Die Fossilien von Java, Gasteropoda. Anhang: Die Foraminiferen führenden Gesteine.

2e Abtheil. Heft 1, 2, 1909—1910. K. Martin, Die Fossilien von Java, Lamellibranchiata.

Heft 3, 1921. H. Gerth, Die Fossilien von Java, Coelenterata.

K. Martin, Die Mollusken der Njalindungschichten, Gasteropoda.

Heft 4, 1922. K. Martin, Die Mollusken der Njalindungschichten Gasteropoda (Fortsetzung), Scaphopoda, Lamellibranchiata, Allgemeiner Theil.

H. Gerth, Die Fossilien von Java. Echinodermata.

Joh. Böhm, Die Fossilien von Java, Arthropoda.

K. Martin, Schlusswort und Zusatz.

BAND II, 1895—1917. (Preis 38.90 Gulden)

Heft I, 1895 Fr. Vogel, Lamellibranchiaten aus der oberen Mucronatenkreide von Holländisch Limburg.

Fr. Vogel, Die Fossilien des Neocomsandsteins von Losser und Gildehaus.

Heft II, 1899 Ernst Stromer von Reichenbach, Ueber Rhinocerosreste im Museum zu Leiden.

Heft III, 1903 E. D. van Oort, Ein Beitrag zur Kenntniss von Halitherium.

Heft IV und V 1914, 1915 K. Martin, Die Fauna des Obereocäns von Nanggulan auf Java.

Heft VI, 1916 K. Martin, Die Altmiocäne Fauna des West-Progogebirges auf Java. Gasteropoda.

Heft VII, 1917 K. Martin, Die Altmiocäne Fauna des West-Progogebirges auf Java. Scaphopoda, Lamellibranchiata, Rhizopoda, Allgemeiner Teil.

K. Martin, Die Gattung Vicarya d'Archiac.

K. Martin, Bemerkungen über sogenannte oligocäne und andere Versteinerungen von Celebes.

Heft VIII, 1917 M. Weber, Ueber Choneziphius planirostris (G. Cuv.) aus der Westerschelde.

LEIDSCHE GEOLOGISCHE MEDEDEELINGEN *).

DEEL I. (Prijs 20 Gulden).

Aflevering 1, 1925 (Prijs 17 Gulden).

Voorbericht.

B. G. ESCHER, L'éboulement préhistorique de Tasikmalaja et le volcan Galounggoung (Java). (Prijs 2.50 Gulden).

H. GERTH, Jungtertiäre Korallen von Nias, Java und Borneo, nebst einer Uebersicht über die aus dem Känozoikum des Indischen Archipels bekannten Arten. (Prijs 3.50 Gulden).

J. H. F. UMBGROVE, De Anthozoa uit het Maastrichtsche Tufkrijt. (Prijs 4 Gulden).

PH. H. KUENEN, The Porphyry District of Lugano, West of the Valganna. (Prijs 3.50 Gulden)

L. U. DE SITTER, Les porphyres luganais entre le Lac de Lugano et le Valganna. (Prijs 3.50 Gulden).

Aflevering 2, 1926

J. H. F. UMBGROVE, Bijdrage tot de kennis der Stratigraphie, Tektoniek en Petrographie van het Senoon in Zuid-Limburg. (Prijs 3 Gulden).

DEEL II. (Prijs 27 Gulden).

Aflevering 1, 1926 (Prijs 3 Gulden).

R. KRÄUSEL, Ueber einige fossile Hölzer aus Java. (Prijs 1 Gulden).

H. GERTH, Die Korallenfauna des Perm von Timor und die permische Vereisung. (Prijs 1 Gulden).

J. H. F. UMBGROVE, Ueber die obersenone Gattung Rhombodus, einen durophagen Stachelrochen. (Prijs 0.50 Gulden).

PH. H. KUENEN, Note on Penck and Brückner's diagram of the fluvioglacial series. (Prijs 0.25 Gulden).

PH. H. KUENEN, Petrografic description of some igneous rocks from the Cordillera of South Mendoza in the Argentine. (Prijs 0.75 Gulden).

Aflevering 2, 1927 (Prijs 9 Gulden).

B. G. ESCHER, Vesuvius, the Tengger Mountains and the problem of calderas. (Prijs 6 Gulden).

J. H. F. UMBGROVE, Over Lithothamnia in het Maastrichtsche Tufkrijt. (Prijs 1 Gulden).

CH. HARLOFF, Zonal structure in plagioclases (Prijs 2 Gulden).

Aflevering 3, 1927 (Prijs 6 Gulden).

CH. HARLOFF, The geology of the porphyry district of Lugano between Ponte Tresa and Luino. (Prijs 5 Gulden).

H. GERTH, Beiträge zur Palaeontologie und Stratigraphie des Indischen Archipels. (Prijs 1 Gulden).

---

*) Verkrijgbaar bij: Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden.

Aflevering 4, 1928 (Prijs 9 Gulden).

H. Gerth, Neue Faunen der oberen Kreide mit Hippuriten aus Nordperu. (Prijs 0.75 Gulden).

H. Gerth, Der Morro von San Luis (Argentinien) ein „Erhebungskrater''. (Prijs 0.75 Gulden).

J. Cosijn, De geologie van de Valli di Olmo al Brembo, Bijdrage tot de Geologie der Bergamasker Alpen, n°. 1. (Avec résumé en français). (Prijs 5 Gulden).

J. H. F. Umbgrove, The first days of the new submarine volcano near Krakatoa. (Prijs 2.50 Gulden).

DEEL III. (Prijs 23 Gulden).

Aflevering 1, 1928 (Prijs 4 Gulden).

H. Gerth, Beiträge zur Kenntnis der mesozoischen Korallenfaunen von Südamerika. (Prijs 1.25 Gulden).

Ph. H. Kuenen, Experiments on the formation of windworn Pebbles. (Prijs 1.50 Gulden).

Ph. H. Kuenen, Petrographic description of rock specimens from the Hunza valley in the Karakorum. (Prijs 1.25 Gulden).

Aflevering 2, 1928 (Prijs 2.50 Gulden).

W. J. Jong, Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nördlich des Val Stabina, Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen, n°. 2. (Prijs 1.50 Gulden).

K. Martin, Eine Nachlese zu den Neogenen Mollusken von Java. (Prijs 1 Gulden).

Aflevering 3, 1929 (Prijs 8 Gulden).

J. H. F. Umbgrove, Het ontstaan van het Diëngplateau (Summary in English). (Prijs 2 Gulden).

B. G. Escher and Ph. H. Kuenen, Experiments in connection with Salt Domes. (Prijs 6 Gulden).

Aflevering 4, 1929 (Prijs 1.50 Gulden).

B. G. Escher, On the formation of Caldera's. (Prijs 1.50 Gulden).

Aflevering 5, 1930 (Prijs 3.50 Gulden).

K. Martin, Ein Neues Argonautiden Geschlecht von Sumatra. (Prijs 0.50 Gulden).

Th. H. F. Klompé, Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo, Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen, n°. 3 (nur Titel).

J. H. F. Umbgrove, De Koraaleilanden van den Spermonde-Archipel, S. Celebes (Summary in English). (Prijs 1.50 Gulden).

J. H. F. Umbgrove, Het Vulkaaneiland Oena-Oena, N. Celebes (Summary in English). (Prijs 1.25 Gulden).

J. H. F. Umbgrove, The End of Sluiter's Coral Reef at Krakatoa. (Prijs 0.25 Gulden).

Aflevering 6, 1930 (Prijs 3.50 Gulden).

J. H. L. Wennekers, De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole, Bijdrage tot de Geologie van de Bergamasker Alpen, n°. 4. (Prijs 1.75 Gulden).

D. J. Doeglas, Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara, Beiträge zur Geologie des Luganer Porphyrgebiets. (Prijs 1.75 Gulden).

Prijs:

DEEL IV. *f* 15.—

Aflevering 1, 1931 — *f* 2.—

K. MARTIN, Wann löste sich das Gebiet des Indischen Archipels von der Tethys? — *f* 0.50

J. H. F. UMBGROVE, De Koraalriffen van Emmahaven (W. Sumatra) with an English Summary. — *f* 1.50

Aflevering 2, 1932 — *f* 5.—

G. L. HOFSTEENGE, La géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino. Contribution à la Géologie des Alpes Bergamasques No. 5. — *f* 1.75

J. H. L. WENNEKERS, The structure of the Bergamo Alps compared with that of the North-West Highlands of Scotland. Bijdrage tot de Geologie der Bergamasker Alpen No. 4*a*. — *f* 0.75

NETTIE E. GORTER and I. M. VAN DER VLERK, Larger foraminifera from Central Falcon (Venezuela). — *f* 2.50

Aflevering 3, 1932 — *f* 8.—

S. W. TROMP, La géologie du Valle del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes. Contribution à la Géologie des Alpes Bergamasques No. 6. — *f* 4.—

W. L. BUNING, De geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio. Bijdrage tot de Geologie der Bergamasker Alpen No. 7. — *f* 2.25

R. D. CROMMELIN, La géologie de la Valsassina et de la région adjacente au Nord. Contribution à la Géologie des Alpes Bergamasques No. 8. — *f* 1.75

Prijs:

DEEL V. *f* 20.—

1931.

(Feestbundel K. Martin).

(Slechts als geheel verkrijgbaar).

Opdracht.

Inhoud.

Voorwoord.

B. G. ESCHER, K. Martin als directeur van het Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie.

PH. H. KUENEN, K. Martin als docent.

Deel I. De Palaeontologie en Stratigraphie van Nederlandsch Oost-Indië.

Hoofdstuk I. Onze palaeontologische kennis van Nederlandsch Oost-Indië in 1930.

1. H. YABE and S. HANZAWA, Palaeozoic and Mesozoic Foraminifera.
2. J. H. F. UMBGROVE, Tertiary Foraminifera.
3. TAN SIN HOK, Discoasteridae, Coccolithinae and Radiolaria.
4. H. GERTH, Porifera.
5. H. GERTH, Coelenterata.
6. E. STOMER VON REICHENBACH, Vermes.
7. V. VAN STRAELEN, Arthropoda.
8. W. F. KRIJNEN, Palaeozoic and Mesozoic Gastropoda, Lamellibranchiata and Scaphopoda.

9. I. M. van der Vlerk, Caenozoic Amphineura, Gastropoda, Lamellibranchiata and Scaphopoda.
10. P. Kruizinga, Cephalopoda.
11. R. Martin, Bryozoa.
12. A. J. Pannekoek, Brachiopoda.
13. J. Wanner, Echinodermata.
14. L. F. de Beaufort, Reptilia and Aves.
15. F. H. van der Maarel, Mammalia.
16. O. Posthumus, Plantae.

Hoofdstuk II. De vindplaatsen der fossielen.

17. W. F. Krijnen, Annotations to the map of the more important fossil localities in the Netherlands East Indies.
W. F. Krijnen, Map of fossil localities.

Hoofdstuk III. De stratigraphie van Nederlandsch Oost-Indië.

18. H. A. Brouwer, Paleozoic.
19. J. Wanner, Mesozoicum.
20. W. Leupold and I. M. van der Vlerk, Tertiary.

Deel II. De Palaeontologie en Geologie van Nederlandsch West-Indië.

Hoofdstuk I. De palaeontologie van Nederlandsch West-Indië.

21. L. M. R. Rutten, Our palaeontological knowledge of the Netherlands West-Indies in 1930.

Hoofdstuk II. De geologie van Nederlandsch West-Indië.

22. G. J. H. Molengraaff, Curaçao.
23. R. IJzerman, Surinam.
24. P. J. Pijpers, Bonaire.
25. J. H. Westermann, Aruba.
26. G. A. F. Molengraaff, Saba, St. Eustatius (Statia) and St. Martin.

	Prijs:
DEEL VI.	*f* 17.—
Aflevering 1, 1933	*f* 5.—
B. G. Escher, Wat, hoe en waarom?	*f* 0.25
K. Martin, Eine neue tertiäre Molluskenfauna aus dem Indischen Archipel.	*f* 2.50
J. H. F. Umbgrove, Verschillende typen van tertiaire geosynclinalen in den Indischen Archipel.	*f* 0.25
B. G. Escher, On a Classification of central Eruptions according to Gas Pressure of the Magma and Viscosity of the Lava.	
B. G. Escher, On the Character of the Merapi Eruption in central Java.	
Beide laatste verhandelingen te samen	*f* 2.—

	Prijs:
Aflevering 2, 1934	*f* 3.—
G. L. HOFSTEENGE, Mineragraphisch onderzoek der Loodzinkertsen uit de Bergamasker Alpen. Bijdrage tot de Geologie der Bergamasker Alpen No. 9.	*f* 0.60
M. NEUMANN VAN PADANG, Haben bei den Ausbrüchen des Slamet-Vulkans Eruptionsregen stattgefunden?	*f* 1.—
PH. H. KUENEN, Experiments on the formation of volcanic cones (In connection with East Indian volcanic islands).	*f* 1.—
CATHARINA KOOMANS, Die Trachyten und Andesiten der Togianinseln und Oena-Oena (Niederländisch Ost-Indien).	*f* 0.15
R. MARTIN WZ., Are the „Americanites" tectites?	*f* 0.25
Aflevering 3, 1935	*f* 9.—
J. J. DOZY, Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen No. 10.	*f* 4.—
P. D. TIMMERMANS, Proeven over den invloed van golven op een strand, in verband met enkele waarnemingen aan de Nederlandsche kust.	*f* 5.—

DEEL VII.

	Prijs:
DEEL VII.	*f* 11.—
Aflevering 1, 1935	*f* 6.—
J. J. RICHARD, Enkele aanteekeningen omtrent de Gg. Raoeng op Java.	*f* 1.50
J. J. DOZY, Ueber das Perm der Südalpen. Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen No. 11.	*f* 0.50
J. J. DOZY, Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen. Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen No. 12.	*f* 0.50
J. J. DOZY und P. D. TIMMERMANS, Erläuterungen zur geologischen Karte der Zentralen Bergamasker Alpen. Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen No. 13.	*f* 1.75
K. MARTIN, Oligocaene Gastropoden von Buton.	*f* 0.75
J. H. F. UMBGROVE, De praetertiaire Historie van den Indischen Archipel.	*f* 1.—
Aflevering 2, 1935	*f* 5.—
L. A. J. BAKX, La géologie de Cascante del Rio et de Valacloche (Espagne).	*f* 1.75
W. A. E. VAN DE GEYN and I. M. VAN DER VLERK, A monograph on the Orbitoïdae, occurring in the Tertiary of America.	*f* 1.50
PH. H. KUENEN, Contributions to the geology of the East-Indies from the Snellius expedition. Part I. Volcanoes.	*f* 1.50
C. KOOMANS, De gesteenten van de Goenoeng-Raoeng.	*f* 0.25

LEIDSCHE GEOLOGISCHE MEDEDEELINGEN

ONDER REDACTIE VAN DR. B. G. ESCHER
PROFESSOR IN DE GEOLOGIE EN MINERALOGIE AAN
DE RIJKSUNIVERSITEIT TE LEIDEN, DIRECTEUR VAN
HET RIJKSMUSEUM VAN GEOLOGIE EN MINERALOGIE

DEEL VIII
1936—1937

UITGAVE VAN HET RIJKSMUSEUM VAN
GEOLOGIE EN MINERALOGIE TE LEIDEN

De verhandelingen over de Geologie van Nederlandsch Oost-Indië
verschijnen met ondersteuning van het Ministerie van Koloniën

N.V. BOEK EN STEENDRUKKERIJ EDUARD IJDO LEIDEN

INHOUD DEEL VIII.

Blz.

J. Weeda, La géologie de la Vallée Supérieure du Serio 1

R. Martin Wz., Die Geologie von Camarena de la Sierra und Rio-deva (Provinz Teruel, Spanien) 55

J. H. F. Umbgrove, Heterospira, a new foraminiferal genus from the Tertiary of Borneo 155

L. U. de Sitter, Notes on the Mechanism of Folding 161

Ph. H. Kuenen, The negative isostatic anomalies in the East Indies (with Experiments) 169

A. Jeannet und R. Martin, Ueber Neozoische Echinoidea aus dem Niederländisch-Indischen Archipel 215

J. H. F. Umbgrove, A new name for the foraminiferal genus Hetero-spira 309

K. Martin, Die oligocaenen Mollusken von Buton als Auswürflinge eines Schlammsprudels betrachtet 311

L. U. de Sitter, Instrument for the Mechanical construction of block diagrams 315

Ph. H. Kuenen, Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons 327

Deel VIII werd in 2 afleveringen uitgegeven:

Afl. 1 (p. 1—168) verscheen Juli 1936.
Afl. 2 (p. 169—351) verscheen Juni 1937.

LA GÉOLOGIE DE LA VALLÉE SUPÉRIEURE DU SERIO

PAR

J. WEEDA.

Avec planche 1, 2, 3 et 4.

INDEX.

	page
I. Introduction	4
II. Stratigraphie	7
A. Les schistes cristallins	7
B. Le Permien	8
1. Le Conglomérat basal	10
2. Le Collio	10
a. Le Collio inférieur	11
b. Le Collio supérieur	13
3. Le Verrucano	14
Pétrographie du Permien	15
Les Quartzporphyres	15
Les Conglomérats du Collio et le Verrucano	16
C. Le Trias	18
1. Le Werfénien	18
2. L'Anisien	19
3. Le Ladinien	20
a. Les couches de Buchenstein et de Wengen	22
b. Calcaires d'Esino et C. d'Esino supérieurs	25
4. Le Carnien	25
III. Roches filoniennes	27
A. Les filons pré-permiens	27
B. Les filons alpins-tardifs	27
IV. Dynamo-métamorphose	29
V. Activité hydrothermale	32
Le minerai de fer	32
VI. Tectonique	35
A. La formation de massifs surélevés et affaissés	36
B. La formation de charriages et de failles renversées	38
C. Charriage et plissement en sens NE—SW	46
D. Les petits mouvements alpins-tardifs	47
Conclusions	47
VII. Excursions	50
VIII. Bibliographie	53

THE LIBRARY OF THE
DEC 3 - 1936
UNIVERSITY OF ILLINOIS

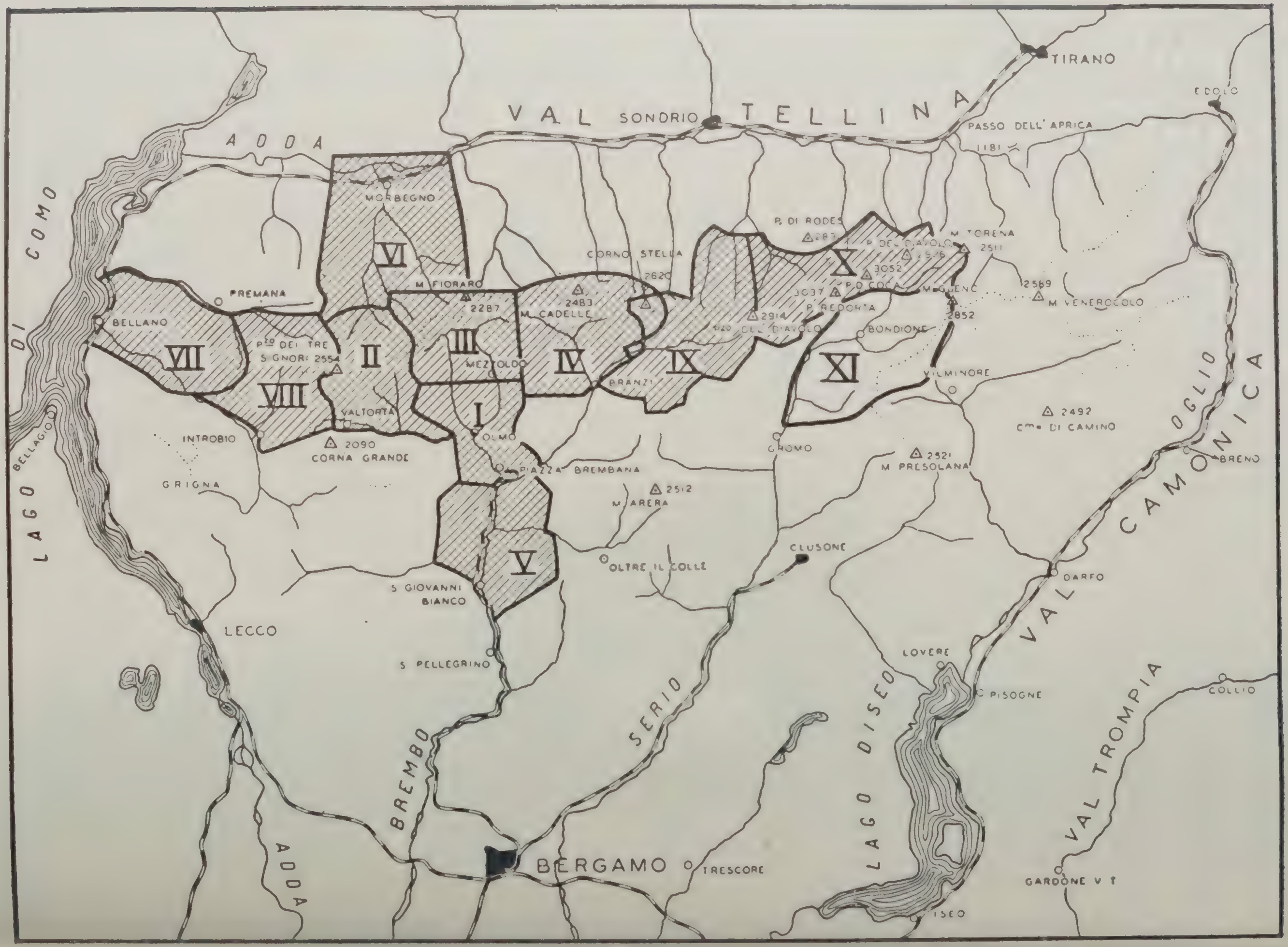

VAL SONDRIO TELLINA
TIRANO
EDOLO
PASSO DELL' APRICA
1181
ADDA
LAGO DI COMO
BELLAGIO
MORBEGNO
PREMANA
BELLANO
M. FIORARO
2287
CORNO STELLA
2620
2483
M. CADELLE
P. DI RODES
M. TORENA
2511
3052
P. DI COCA
2914
P. REDORTA
BONDIONE
2852
2569
M. VENEROCOLO
P.zo DEI TRE SIGNORI 2554
MEZZOLDO
BRANZI
VILMINORE
2492
C.me DI CAMINO
VALTORTA
2090
CORNA GRANDE
INTROBIO
GRIGNA
OLMO
PIAZZA BREMBANA
2512
M. ARERA
GROMO
2521
M. PRESOLANA
OGLIO
BRENO
VAL CAMONICA
CLUSONE
OLTRE IL COLLE
S. GIOVANNI BIANCO
DARFO
LECCO
S. PELLEGRINO
LOVERE
PISOGNE
COLLIO
SERIO
LAGO D'ISEO
VAL TROMPIA
BREMBO
ADDA
BERGAMO
TRESCORE
GARDONE V. T.
ISEO
VI
VII
VIII
II
III
IV
IX
X
XI
I
V

Fig. 1

Les terrains, indiqués sur la carte (Fig. 1), ont été relevés par:

I J. Cosijn, 1926—1927
II W. J. Jong, 1926—1927
III Th. H. F. Klompé, 1927—1928
IV J. H. L. Wennekers, 1928—1929
V G. L. Hofsteenge, 1929—1930
VI S. W. Tromp, 1930—1931
VII W. L. Buning, 1929—1931
VIII R. D. Crommelin, 1929—1931
IX J. J. Dozy, 1931—1932
X J. J. Dozy et P. D. Timmermans, 1933
XI J. Weeda, 1931—1933

La présente étude est également publiée dans les „Leidsche Geologische Mededeelingen'', Dl. VIII.

Dans les „Contributions à la Géologie des Alpes Bergamasques'' ont déjà paru les publications suivantes des „Leidsche Geologische Mededeelingen (L. G. M.):

No. 1. J. Cosijn, „De Geologie van de Valle di Olmo al Brembo''. 1928. L. G. M. II, p. 251—324.
„ 2. W. J. Jong, „Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nördlich des Val Stabina''. 1928. L. G. M. III, p. 48—104.
„ 3. Th. H. F. Klompé, „Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo''. 1929. Diss.
„ 4. J. H. L. Wennekers, „De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole''. 1930. L. G. M. III, p. 265—333.
„ 5. G. L. Hofsteenge, „La Géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino''. 1931. L. G. M. III, p. 25—82.
„ 6. S. W. Tromp, „La Géologie du Valle del Bitto et la Tectonique des Alpes Lombardes''. 1932. L. G. M., p. 123—320.
„ 7. W. L. Buning, „De Geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio''. 1932. L. G. M. III, p. 321—399.
„ 8. R. D. Crommelin, „La Géologie de la Valsassina et de la Région adjacente au Nord''. 1932. L. G. M. III, p. 400—459.
„ 8*a*. J. H. L. Wennekers, „The structure of the Bergamo Alps compared with that of the Northwest Highlands of Scotland''. 1932. L. G. M. IV, p. 83—93.
„ 9. G. L. Hofsteenge, „Mineragraphisch onderzoek der Loodzinkertsen uit de Bergamasker Alpen''. 1934. L. G. M. VI, p. 59—78.
„ 10. J. J. Dozy, „Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda''. 1935. L. G. M. VI, p. 133—230.
„ 10*a*. J. J. Dozy, „Ueber das Perm der Südalpen''. 1935. L. G. M. VII, p. 41—62.
„ 11. J. J. Dozy, „Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen''. 1935. L. G. M. VII, p. 63—84.
„ 12. J. J. Dozy et P. D. Timmermans, „Erläuterungen zur Geologischen Karte der Zentralen Bergamasker Alpen''. 1935. L. G. M. VII, p. 85—109.

I. INTRODUCTION.

Le terrain que nous avons étudié dans les étés successifs des années 1931, -32 et -33, fait partie de la zone d'activité cartographique des géologues de Leyde dans les Alpes Bergamasques. Un coup d'oeil sur la carte de PORRO (1903), nous fit immédiatement penser qu'il y aurait des observations très intéressantes d'ordre tectonique à y faire. PORRO nous dessine la faille de Valcanale—Bondione comme s'arrêtant brusquement dans le versant méridional du Toazzo. Il indique la limite Nord du massif affaissé par une ligne en équerre, qui se termine à l'Est près d'une zone à Servino, là où nous avons figuré la faille de Flès. Toute la région calcaire aurait donc subi un affaissement le long de la faille de Valcanale—Bondione, dont le charnière eût été une ligne passant par Nona et le Passo della Manina.

En outre, PORRO a figuré fort irrégulièrement la limite, normale partout, entre le Permien et le Cristallophyllien. En 1933 cependant, il remarque lui-même (PORRO, 1933, p. 378) que ce relevé a été sommairement fait, et que cette limite aurait été très disloquée selon lui.

Un petit coin de Calcaire d'Esino, figurant sur sa carte dans la Valle Sedornia comme contigu au Permien par une limite normale, doit n'être qu'une faute d'impression. Sa figuration s'accorde en effet assez avec l'emplacement des schistes cristallins en cet endroit.

Nous avons constaté qu'en réalité la limite entre le Cristallophyllien et le Permien a été très disloquée. Puis il nous a semblé plus exact d'admettre un ancien massif affaissé là, où, sur la carte, ont été indiqués du Calcaire d'Esino et de l'Anisien. La tectonique du Toazzo s'est révélée toute autre que PORRO ne l'a figurée. Des calcaires furent en effet également trouvés dans le versant Nord de cette montagne, et la route vers le Rifugio Curó, construite pendant la guerre, en a amené des affleurements très nets et faciles à atteindre. Mais toute trace de ces calcaires fait défaut dans le versant Nord de la Valle Seriana.

Grâce à tout cela nous avons pu nous former une idée autre et plus juste du cours de la faille de Valcanale—Bondione, mais nous n'avons néanmoins pas pu réussir à fournir une explication tout-à-fait satisfaisante de la tectogenèse du Monte Toazzo.

Il y a peu de temps, NANGERONI (1931) a publié des notes d'observations faites aux environs du Monte Gleno.

Pour ce qui touche notre terrain ces observations sont exactes dans les grandes lignes.

La figuration a été faite sur les feuilles suivantes de la „Carta d'Italia'', à l'échelle de 1:25000:

Fo. 18.	Corno Stella	Tav. Sud-Est	
Fo. 19.	Schilpario	Tav. Sud-Ovest	relevé en 1912
		Tav. Sud-Est	relevé en 1912
Fo. 33.	Clusone	Tav. Nord-Est	
Fo. 34.	Vilminore	Tav. Nord-Ovest	relevé en 1913

Ces cartes sont des agrandissements photographiques d'un relevé à l'échelle de 1:50.000. Les feuilles 19 (Schilpario) et 34 (Vilminore) ont des courbes de niveau tous les 25 m, les autres feuilles en ont tous les 50 m. Elles ne présentaient en général pas d'erreurs grossières. Seules les indications de roches avaient été trop nombreuses et trop peu minutieuses, et une figuration géologique précise en devint impossible en maint endroit escarpé. Toutes les cartes étaient en outre très surannées. Pendant la guerre justement et après, de nombreux travaux de construction ont été édifiés.

Comme un nouveau relevé a été entamé en 1932, nous en avons tenu compte, et fixé tous les points d'observation au moyen de visées.

Pour la figuration de notre carte nous avons pu utiliser toutes les feuilles mentionnées ci-dessus dans la nouvelle édition, sauf celle de Fo. 19. Schilpario, Tav. Sud-Est.

La nouvelle figuration est excellente et très minutieuse. Il est à regretter que, pour des raisons militaires, on ait omis d'y porter des travaux de construction très utiles pour l'orientation, mais nous nous sommes estimés tenus en notre qualité d'hôtes de garder le secret. A l'usage, les cartes ne révélèrent que les deux erreurs suivantes:

1. En-dessous du Pinacolo, au Nord-Est de la Valle Piccinella, se trouve une courbe de niveau marquée de 2500 m. Ceci doit être 1500 m.

2. La route de Valbondione vers le lac du Barbellino monte régulièrement, mais au premier lacet on voit un chiffre d'altitude supérieur à celui placé au second. Le premier de ces deux chiffres doit d'ailleurs être erroné vu les courbes de niveau.

Notre terrain est situé dans la partie la plus haute des Alpes Bergamasques. La différence de niveau maxima est de 2200 m largement. Il fallut donc fixer plusieurs points de départ. A part Valbondione, les „Rifugi'' Curó et Coca servirent de points d'attache, mais il fallut camper également. Le séjour y a souvent été solitaire, mais en 1933 la présence de mon ami J. Winters m'a été d'un précieux secours dans des circonstances souvent précaires.

Je tiens à rappeler ici l'amabilité avec laquelle la S. A. Idroelettrica Barbellino m'a offert le libre usage de ses moyens de transport ainsi que de ses voies de communication dans la montagne, ce qui n'a pas peu contribué à me faciliter le travail.

Au commencement des travaux, un voisin travaillait sur notre côté Est en contact avec le terrain exploré par J. J. Dozy. Cet ami, J. E. Mulock Houwer, était sur le point de partir pour sa seconde saison dans les Alpes Bergamasques, lorsqu'un funeste accident lui

coûta la vie, et nous priva d'un collègue et d'un ami dont l'absence a été cruellement ressentie dans la suite. Notre collègue H. C. RAASVELDT reprendra ses travaux en 1936.

Le terrain immédiatement au Nord du nôtre, la crête principale de la Catena Orobica, fut jugé trop dangereux pour un seul investigateur. Il fut décidé d'étudier ce terrain au moyen d'équipes d'ascensionnistes sous la conduite de DOZY et de P. D. TIMMERMANS (1935). Leurs indications et communications furent très utiles au présent travail. Sur la limite orientale de notre terrain TIMMERMANS a travaillé quelque temps dans le Val Gleno. Au Sud la mise en carte fut commencée en 1935. H. SWOLFS a été chargé du terrain au Sud de la Costa Magrera, W. A. VISSER des environs du Monte Ferrante.

Pour permettre au lecteur de se faire rapidement une idée d'ensemble des observations qui ont servi de bases aux lignes géologiques, les parties du terrain sans affleurements ont été laissées en blanc sur notre carte. Les limites de ces taches blanches ont été empruntées en partie à des constatations faites sur place, et en partie aux nouvelles cartes. Cette méthode d'indication rendit superflu un exposé circonstancié des arguments en faveur du tracé des failles et des limites.

Pour faciliter l'orientation sur la carte nous avons adopté un système de coordonnées du type qu'on utilise au jeu d'échecs, p. ex.: M. Vigna Soliva (C. d 3).

Qu'il me soit permis d'exprimer ici la profonde gratitude que je porte à mon maître, le Professeur B. G. ESCHER, pour l'aide et les conseils qu'il m'a prodigués au cours des travaux que nécessita cette thèse.

Le Dr. PH. H. KUENEN dans le terrain, et le Dr. L. U. DE SITTER au laboratoire de Leyde, se sont toujours trouvés prêts à m'aider de leur savoir et de leur expérience, et j'espère qu'ils voudront bien trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

Monsieur I. F. B. v. HUMALDA v. EYSINGA a consacré tous ses soins à la traduction du texte original, ce dont je le remercie.

Monsieur W. F. TEGELAAR a dessiné la carte, les profils et les esquisses de cette publication. Le travail y a gagné en bonne apparence, et je lui en suis très reconnaissant.

II. STRATIGRAPHIE.

A. Les Schistes cristallins.

Tout comme dans les autres parties des Alpes Bergamasques, le sous-sol des sédiments permo-triasiques est formé de schistes cristallins. Des investigateurs antérieurs les ont examinés dans des terrains situés plus à l'Ouest, et décrits en détail. (Jong, 1928; Klompé, 1929; Wennekers, 1930; Tromp, 1932; Dozy, 1935, *a*).

La Valle Seriana en présente un développement assez uniforme. Ils y appartiennent aux quartzites- et aux gneiss-micacés. On trouve également des formes transitoires entre ces deux roches. La teneur en feldspath est en général faible. Le mica est formé de muscovite, de séricite et de chlorite pseudo-morphosée de grenat et de biotite.

Les coupes-minces du substratum de ce terrain ne présentent pas

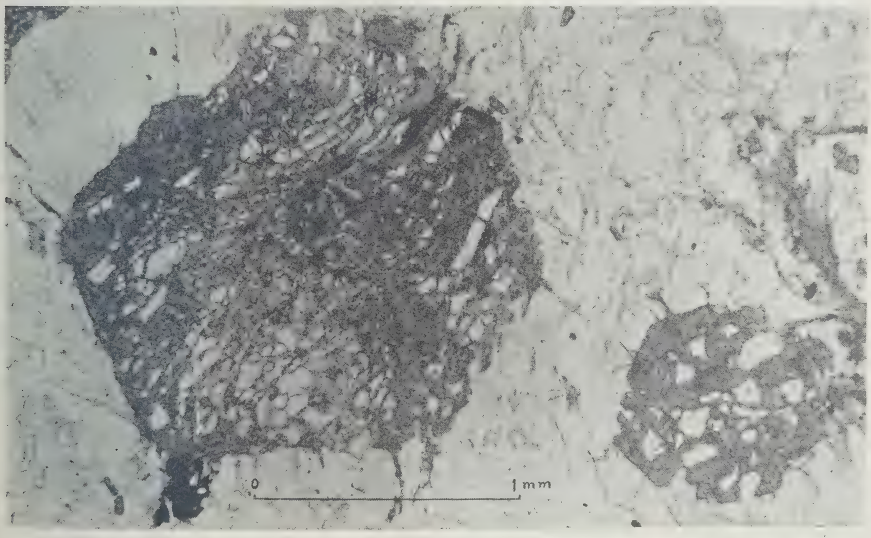


Fig. 2.

Pseudo-morphose de grenat en chlorite avec inclusions de quartz.

ces derniers minéraux à l'état inchangé. Cependant un échantillon pris aux environs du Lago del Barbellino présente des vestiges de biotite dans la masse verte de la chlorite.

Considérons maintenant d'un peu plus près deux espèces de ces roches.

Nous commençons par un échantillon de quartzite à chlorite et à muscovite trouvé aux environs de l'Asta Bassa (C. e 4).

Composants principaux: quartz et chlorite.

Composants de second ordre: la muscovite, la tourmaline, le zircon, l'apatite, la magnétite et l'hématite.

Structure: Porphyroblastique avec une pâte de quartz granoblastique.

Le *quartz,* finement mais irrégulièrement granulé, à une extinction onduleuse. La *chlorite* se présente sous forme de remplissage de gros noyaux, quelquefois à limites rectilignes, dans lesquels on trouve des inclusions de quartz en cordons sinueux et interrompus (fig. 2). TROMP (1932, Pl. 19, fig. 3) a décrit de ces inclusions dans le grenat et les a reproduites. Apparemment il s'agit donc ici d'une pseudo-morphose de *grenat* en chlorite verte pléochroïque. La roche était donc à l'origine un *quartzite grenatifère à muscovite.*

Le second échantillon est un gneiss des plus caractéristiques de toute cette région et a été pris dans le ruisseau qui va de Baita Piodera à Fiumenero à 875 m d'altitude.

Composants principaux: l'orthose, le plagioclase acide, le quartz et la chlorite.

Composants de second ordre: La muscovite, la séricite, la tourmaline, l'apatite, la calcite, l'épidote, le zircon, la pyrite et la magnétite.

Structure: Porphyroblastique à pâte granoblastique.

La muscovite se présente parfois en cordons.

Dans la pâte, composée de grains de *quartz* de dimensions irrégulières et quelquefois onduleux, on rencontre des aggrégats xénoblastiques d'orthose et de *plagioclase* acide. Eu égard à ceci on pourrait s'attendre à une structure oeillée, mais on n'en voit rien à l'oeil nu.

La *chlorite* se présente de trois façons différentes, à savoir: comme remplissage de noyaux, comme minéral feuilleté contenant du minerai de fer, et sous forme de filon, côtoyant de la calcite. La *calcite* se présente sous la forme de noyau d'un filon dont la partie extérieure est formée de chlorite. On la rencontre encore ailleurs dans la roche. La *tourmaline* se présente sous forme d'individus de 0.7 mm et de structure zonée. Sa couleur à l'extérieur est brunâtre alors qu'elle tire sur le gris-vert en allant vers le centre.

A l'oeil nu la roche présente un aspect dense à plan de clivage net mais rugueux sur lequel le mica se détache. La couleur est gris-vert. De petites mouchetures noires et luisantes représentent probablement des cristaux de tourmaline. L'échantillon montre encore un petit filament de FeS_2.

La roche doit avoir été à l'origine un *gneiss-à-feldspath-alcalin-et-à-deux micas contenant du grenat.* Actuellement il faudrait l'appeler du „gneiss-à-feldspath-alcalin-à-muscovite-et-à-chlorite''.

B. Le Permien.

Entre les marnes de Servino du Werfénien et les schistes cristallins se trouve une très épaisse série de roches d'origine tant

sédimentaire qu'effusive. Nous manquons par malheur de données paléontologiques qui nous permettent d'en donner une parallélisation stratigraphique correcte. DOZY (1935, *b*) a fait une étude plus approfondie de ces couches par rapport à toutes les Alpes Méridionales, tant sur le terrain qu'au moyen des publications antérieures. Nous apprenons ainsi que les plantes fossiles trouvées dans la Valle Trompia (E. SUESS, 1869; DOZY, 1935, *b*) ont amené ces investigateurs à attribuer aux parties du milieu de la série qui nous occupe, l'âge du Permien et du Permien inférieur respectivement. La limite inférieure est cependant peu certaine, et pourrait être du Carbonifère. Mais, étant donné que les couches qui se trouvent immédiatement au-dessus du terrain cristallophyllien, se trouvent en concordance sous les couches plus jeunes, on a provisoirement rangé dans le Permien toute la série comprise entre les schistes cristallins et le Servino. L'absence de matériel paléontologique est la cause que la figuration sur la carte du Permien des Alpes Bergamasques a été basée sur la lithologie.

Les roches permiennes les plus anciennes présentent un caractère de conglomérat basal. Dans la Valle Seriana nous le voyons suivi de roches volcaniques, de grès, de schistes et de conglomérats de la série du Collio. La sédimentation permienne se termina par la formation d'un conglomérat rouge: le Verrucano.

PORRO (1933) constata que pour ce qui concerne la partie des Alpes Bergamasques située au Nord de la Valle Stabina, il ne faut pas accorder de valeur stratigraphique à la distinction des conglomérats par rapport aux grès, schistes, et roches volcaniques permiens. Ces conglomérats en effet présentent à de courtes distances des transitions latérales en les schistes et les grès caractéristiques du Collio.

DOZY (1935, *b*) a confirmé cela, tout en relevant que cela n'exclut pas nécessairement l'exactitude stratigraphique de la différenciation d'une sorte particulière de conglomérat, des autres roches permiennes. Il distingua la couche de conglomérat la plus élevée: le Verrucano, qu'il estimait caractérisé par la présence de nombreux petits galets de porphyre d'un rouge typique. Cette distinction lui paraissait parfaitement motivée, tout au moins pour la partie les Alpes Bergamasques qu'il avait explorée. Tout cela n'empêche pas que pour chaque nouvelle section de Alpes Bergamasques à étudier, il faudra vérifier à nouveau si vraîment l'on peut séparer du Collio un horizon supérieur de conglomérat: Le Verrucano.

Dans notre terrain cela se trouve être le cas en effet. Nous en reparlerons à la page 14. En outre nous avons figuré séparément le Conglomérat basal, à cause de sa grande étendue, de son placement curieux et de son caractère constant.

Nous subdivisions donc le Permien en:

3. Le Verrucano.
2. Le Collio.
1. Le Conglomérat basal.

1. Le Conglomérat basal.

Partout où, dans le terrain exploré, on peut s'attendre à une succession normale des couches, on trouve immédiatement sur le cristallophylien, un conglomérat basal, ou tout au moins des traces de celui-ci. Il se compose de couches contenant des blocs de cristallophyllien alternant avec des bancs de grès. La couleur des couches de conglomérat est tantôt très claire, tantôt elle a un éclat rougeâtre par suite d'une saturation de limonite. Les bancs de grès sont rouges ou verts, et présentent parfois une surface irrégulière.

Contrairement aux autres conglomérats de ce terrain, on n'a jamais trouvé de matières volcaniques dans le conglomérat basal, ce qui le fait ressembler au conglomérat aporphyrique de Porro et au conglomérat basal, type 1, de Dozy (1935, *a*).

La limite inférieure en est souvent difficile à distinguer, à cause de la forte teneur en mica de la pâte. En remontant, cette teneur diminue, et la prépondérance des galets de quartz va croissant. L'épaisseur de cette couche a été déterminée à 50 m environ près du Mte Masone (C. b 5), et du Rifugio Curó (C. g 6). Il a été impossible d'obtenir une détermination ailleurs, et le même chiffre a été admis, sauf dans les cas où il paraissait clairement en être autrement. Parfois l'apparence habituelle du Conglomérat basal fait complètement défaut.

Aux environs de Gromo et sur le versant méridional de la Valle Sedornia (C. c 1), un banc de quartz contenant du mica apparait entre les schistes cristallins et la série du Collio. Ce banc a par endroits l'apparence d'un conglomérat. Il a été considéré comme un équivalent du Conglomérat basal, et porté en carte comme tel. La transformation peut être attribuée probablement à des causes tectoniques dans le premier de ces deux cas, avec certitude dans le second.

2. Le Collio.

Au Conglomérat basal se trouve succéder immédiatement une série très épaisse de composition très variée. On y trouve des schistes, des grès et des conglomérats, et des roches d'origine volcanique, comme des porphyres, des porphyrites et leurs tufs.

D'une manière générale nous pouvons considérer que les couches inférieures du Collio se composent en majeure partie de matières volcaniques, contrairement aux couches plus récentes de cette série. Cela nous a permis la classification suivante:

b. Collio supérieur (de type peu ou pas volcanique).
a. Collio inférieur (de type volcanique).

Cette distinction ne peut guère être très précise, puisque nous trouvons encore des quartzporphyres dans le Collio supérieur. Nous nous rangeons donc à l'avis de Dozy (1935, *b*), et nous appellerons Collio toute la série comprise entre le Conglomérat basal et le Verrucano. Le caractère très varié des roches volcaniques nous rend impossible de tirer des conclusions d'ordre tectonique ni de leur absence ni de leur pré-

sence, et nous n'avons donc pas inséré dans les profils cette distinction entre le Collio inférieur et le Collio supérieur.

Nous devons cependant relever que la plupart des investigateurs ont, dans des terrains plus à l'Ouest, distingué une „série porphyrique'' inférieure d'une supérieure, non-volcanique.

a. Le Collio Inférieur.

En de fréquents endroits le terrain nous présente un paquet de quelques centaines de mètres de puissance. Ces localités, non reliées entr'elles, mais d'une distribution semblable à celle du cristallin, nous montrent le paquet composé de roches d'épanchement, de tufs, de tufs conglomératiques et de poudingues.

L'examen de terrains volcaniques récents et moins récents nous apprend que laves et tufs s'y trouvent éparpillés en grand désordre, que même, en des cas de relief très accidenté des couches plus récentes peuvent se trouver plus bas que des couches plus anciennes. Il va d'ailleurs de soi qu'il peut exister des quantités de transitions entre les matériaux purement volcaniques et les matériaux provenant uniquement d'érosions ou d'éboulements.

Il ne sera donc guère possible d'établir des caractéristiques distinctifs pour cette catégorie, tout-au-plus pourrons nous déterminer dans les grandes lignes que tel ou tel groupe rocheux a été formé au cours d'une période d'activité volcanique dans les environs.

Si nous n'avons pas figuré séparément les roches d'épanchement, cela tient autant à la difficulté de les distinguer de tufs à cristaux et vitreux analogues sur le terrain comme même sous le microscope, qu'à leur valeur stratigraphique restreinte. Il faudra bien remettre provisoirement à plus tard la reconstruction dans un terrain si disloqué d'anciens volcans et de leurs coulées de lave.

Nous faisons suivre encore quelques données sur la nature de ces couches dans leurs diverses localités:

1. Région du Mte Masone (C. b 5). La série présente un affleurement normal dans un vallon qui part du sommet pour arriver à Vle Antica en passant par-dessus la faille de Mola.

A 1450 m nous trouvons une couche de quartzporphyre au-dessus de tufs à très gros grains de quartz, et de grès tuffeux. Cette couche s'y trouve donc de 150 à 175 m au-dessus du cristallin.

Viennent ensuite des grès tuffeux, des poudingues à galets jaunes et violets, suivis, à 1560 m d'une couche de grès vert schisteux, qui, en remontant, ressemble de plus en plus aux schistes du Collio, quoiqu'on y trouve encore des particules tuffeuses à Corna Ecla à 1675 m d'altitude.

Un porphyre analogue a été signalé sur le versant Est de la Valle du Fiume Nero à 120 m environ au-dessus de la base de cristallin.

2. Le ruisseau près de Baita de Larici dans le même ensemble tectonique. Nous y trouvons une matière composée de tufs, acquérant en remontant un type de plus en plus fin et schisteux. A 1350 m la masse rocheuse est séricitisée. Peut-être y avons-nous affaire à une por-

phyrite violacée ou à un tuf. Il faut remarquer spécialement la présence d'un tuf avec des composants rouges, que l'on trouve aussi à Cavandola della Corna (C. e 3), et près du Rifugio Curó (C. g 6).

Des roches d'épanchement proprement dites n'ont pas été relevées, mais il peut y en avoir au-dessous des limites inférieures des affleurements.

3. La Costa Magrera, au Sud de la région précédente. Les matériaux volcaniques atteignent ici une épaisseur de 500 m environ. Dans cette région la figuration a été sommaire et uniquement dans le but d'établir le contact avec le terrain plus au Sud. Notre collègue Swolfs a l'intention de fournir à ce sujet de plus amples renseignements, de compléter la carte et de la corriger s'il y a lieu.

4. La partie Est de la Vigna Soliva. Au-dessus de la Baita Bassa di Vigna Soliva on trouve des tufs à cristaux de structure nettement vitroclastique. Mais ici les roches ont subi de fortes influences tectoniques, et leur continuation dans la Costa Magrera présente même une très forte réduction tectonique.

5. Au-dessus de Cavandola della Corna (C. e 3). Nous ne possédons pas de coupes-minces de roches d'épanchement positives de cette petite région. Quelques échantillons qui y ressemblent révèlent sous le microscope une structure nettement vitroclastique, et doivent donc être rangés dans les tufs à cristaux. Ils ont néanmoins la composition minéralogique des quartzporphyres. Ici encore la roche a été très disloquée.

5. Au-dessus du Lago del Barbellino (C. h 7). Leur position en pente très raide permet l'étude, le long du chemin, des couches inférieures du Collio et du Conglomérat basal. Tous deux sont malheureusement hachés de failles, ce qui rend impossible d'établir une succession exacte.

Au cristallophyllien succèdent des conglomérats très grossiers, clairs d'abord, puis des grès verts et rouges et des conglomérats à reflets rougeâtres. La limite entre le Collio et le Conglomérat basal n'est pas visible de la route.

Le premier affleurement de roche volcanique montre un tuf ou un porphyre vert embrassant une couche violacée, probablement de porphyrite, qui contient des phénocristaux d'orthose et de plagioclase. Elle contient encore du quartz, mais en petites quantités.

Il est suivi, entre deux failles, par des schistes du genre de ceux du Collio. Jusqu'à Val Trobi cette alternance se manifeste encore plusieurs fois, mais plus loin les schistes dominent.

7. Aux environs du Rifugio Curó (C. g 6), on trouve l'autre flanc synclinal. Ici aussi la roche est nettement volcanique, comme on peut très bien le voir le long de la grande route vers la cabane. Quelques coupes-minces de la paroi du tunnel et des couches au Nord de Baita Casinel (C. g 5) nous font supposer, à cause de la structure vitroclastique ou bien à cause de la forme très imparfaite des cristaux, qu'ici encore nous avons surtout affaire à des tufs à cristaux, mais d'un type en général quartzporphyrique. Seul un échantillon pris dans les rochers

à pic près de la branche supérieure de la grande route, nous donne l'impression d'être une roche d'épanchement, à savoir une porphyrite quartzifère. Il est curieux de voir que ces rochers, placés sur un entablement de Conglomérat basal, contiennent de nouveau une roche riche en feldspath avec de petits galets rouges, et qui ressemble quelque peu à du Verrucano.

8. Le bassin de Marifùnt (C. h 5). Les roches volcaniques qui y ont été trouvées appartiennent aux roches d'épanchement les plus caractéristiques de tout le terrain exploré. Elles sont formées de felsophyres verts et de porphyrites quartzifères violacés.

Quoique la tectonique du Permien inférieur n'y soit pas très exactement connue, l'on peut admettre qu'ici les couches du Collio supérieur sont assez minces et se présentent surtout sous forme de schistes.

Ceci peut s'accorder avec le fait que dans le Val Gleno aussi, des roches volcaniques apparaissent assez rapidement sous le Verrucano.

On n'y peut évidemment pas déterminer s'il s'agit là de la série volcanique inférieure ou bien d'une série supérieure.

b. Le Collio supérieur.

Les schistes argileux et les conglomérats du Collio supérieur occupent une très grande partie du terrain étudié. L'épaisseur de la série va diminuant du Nord au Midi. Elle atteint probablement une puissance de 1300 m environ près de la crête principale, et de 300 m à peu près au Midi dans la Valle Sedornia. A l'Est, les conglomérats et les schistes du Recastello atteignent une épaisseur minima de 700 m, alors que dans le Val Gleno comme près de Marifùnt, les couches droit au-dessous du Verrucano portent des traces nettes de volcanisme. Il a été essayé, mais en vain, d'établir une norme de succession des couches qui vaudrait pour tout le terrain, et de séparer les parties conglomératiques des parties schisteuses. Les nombreuses transitions rendirent cela impossible.

Nous trouvons très répandu le conglomérat qu'on voit par exemple au pied de la Redorta près de Bondione. Il contient beaucoup de galets provenant des schistes cristallins, de même que beaucoup d'un porphyre vert, et, sous la Baita di Coca, des quartzporpphyres violacés à phénocristaux de quartz et de feldspath très distincts. La pâte est assez foncée. En remontant, la roche devient plus finement grenue et sa teneur en quartz augmente, et elle finit par se transformer entièrement en grès et en schistes.

On trouve des roches de cette espèce au M. Verme (C. h 6), au M. Pomnolo (C. g 5), aux environs de Crostaro (C. g 4) et sur les versants Nord et Sud de la Vigna Soliva.

Parfois les conglomérats du Collio contiennent des galets de porphyrite violacés et très denses, et des grès violacés. Ils ressemblent alors beaucoup à du Verrucano.

Relevons encore pour finir que des intercalations tuffeuses peuvent se présenter au milieu des couches du Collio supérieur, dans une carrière au Sud de Gavazzo, par exemple.

Dans les charriages des environs de Baita Rigone (C. d 5), on trouve des quartzporphyres très distincts entre les schistes. On peut très bien voir à l'oeil un qu'ils ont été très mylonitisés, ce qui donne une cause tectonique à leur situation.

3. Le Verrucano.

A l'Est comme à l'Ouest du terrain, les marnes triasiques du Servino sont en concordance sur des conglomérats et des grès en majeure partie rouges, et si caractéristiquement développés aux environs de Sasna, que les indigènes appellent cette contrée les „Terre Rosse''.

Les conglomérats contiennent des galets de roches d'épanchement violacées et rouge-foncées, de quartz et de schistes cristallins.

La teneur en particules colorées étant très variable, tout comme la finesse du grain, nous trouvons toutes les transitions des conglomérats rouges grossiers aux grès. Ces derniers sont en général verts et contiennent de petits galets de quartz, mais très souvent aussi de petites inclusions de porphyre rouge-foncé. Il se présente également de nombreux grès à mica fins et rouges, dits „sernifites''.

Sur la carte, cette série de conglomérat a été mentionnée séparément des roches sédimentaires permiennes plus anciennes, conformément aux figurations des géologues de Leyde, plus au Nord et à l'Ouest.

La présence de petits galets de porphyre rouge-foncés dans le Verrucano a servi de critère à cette différenciation. En outre les formes d'altération superficielle du Verrucano sont beaucoup plus accidentées que celles des conglomérats du Collio qui y ressemblent; ce qui n'était pas sans importance pour obtenir un aperçu commode de la constitution géologique du terrain.

La limite inférieure du Verrucano est indiquée par des roches de Collio, développées tantôt comme schistes, tantôt comme conglomérats de quartz, ou comme conglomérats polygènes grossiers à pâte verte.

C'est ainsi qui près d'Infernello (C. c 4) nous trouvons sur les grès vert-foncés du Collio des conglomérats contenant de gros galets de quartz de provenance cristallophyllienne et de porphyre, de même que des cristaux de feldspath et des quartz corrodés. Leur plan limite est très net, et figure sur la carte comme limite provisoire.

A 50 ou 75 m au-dessus de cette base suit une couche de quartzporphyrite de quelques mètres d'épaisseur, qui présente, sous le microscope des phénocristaux de quartz corrodés.

Puis nous voyons suivre de nouveau des conglomérats de composition à peu près identiques aux premiers, avec, dans le bas, une pâte riche en feldspath et de gros galets durs. Ces derniers vont se rapetissant en remontant, tout en devenant plus rouges, jusqu'à ce que, vers 1700 m d'altitude, donc à 250 ou 300 m au-dessus de la limite provisoire, la roche ait acquis complètement le type du Verrucano sus-jacent.

Dans le couloir au-dessus de Baita 1553 (C. b 3), à 1800 m d'altitude, se trouve, dans la paroi Nord, une mince couche de quartzporphyre à plus forte teneur de feldspath, et à 1900 m la transition en Verrucano est un fait accompli.

Dans le Pinacolo (C. f 6), on trouve également des roches volcaniques, comme des tufs, des conglomérats volcaniques, et peut-être des laves, entre des schistes du Collio et des roches tirant de plus en plus vers le Verrucano. Près de Miniere del Collo (C. g 5), et près des restes de Verrucano de la crête principale, un conglomérat vert avec des galets rouge-pâle constitue la transition.

Le nom de „Verrucano'', plus amplement traité par JONG (1928) et par KLOMPÉ (1929), n'a de valeur précise ni au point de vue stratigraphique, ni petrographiquement parlant. MILCH (1892), en donne un résumé. Lui-même considère encore des porphyres autochtones comme faisant partie de la série du Verrucano, et, en effet, un climat désertique et le volcanisme ne s'excluent pas nécessairement l'un l'autre, et ne l'ont d'ailleurs certainement pas foit. (DOZY, 1935, *b.*)

Cependant il était nécessaire, en raison du peu d'étendue du terrain étudié, de s'en tenir très exactement aux critères établis. C'est pourquoi, dans la Vigna Soliva, la limite qui sépare le Verrucano du Collio a été déplacée de 275 m vers le haut.

Nous réussîmes à trouver un charriage partout où, dans ce terrain, les schistes et les conglomérats du Collio furent trouvés au-dessus du Verrucano.

Ainsi, près de Passevra (C. g 4), où des conglomérats avec des galets rouges et à altération superficielle accidentée (Verrucano) sont immédiatement reliés à du Servino. Des conglomérats de Collio à altération superficielle en pente douce, et contenant parfois de nombreux galets de cristallin ou de porphyre vert, jaune, ou violacé, y ont été charriés par-dessus. Des schistes du Collio les surmontent à leur tour.

A l'aide d'une interprétation tectonique évidente, on peut paralléliser ces derniers schistes avec ceux qu'on trouve au Nord du M. Pomnolo (C. g 5), et qui se trouvent sous un conglomérat à galets de porphyre rouge et à altération superficielle rugueuse.

Il nous fut possible près du Val Gleno et près de la Vigna Soliva de déterminer à 600 m l'épaisseur du Verrucano. Cette égalité n'est probablement que fortuite, vu les considérables variations d'épaisseur ailleurs. Nous avons gardé ce chiffre dans un but pratique.

Pétrographie du Permien.

Les Quartzporphyres.

Bien des roches que l'oeil nu prend pour des quartzporphyres, révèlent sous le microscope leur nature tuffeuse par la présence d'une structure vitroclastique. Cette indication manquait à d'autres échantillons, et il en devenait plus difficile de conclure quant à leur origine. Des cristaux brisés ou mal formés, un habitus irrégulier, contribuèrent alors à leur faire attribuer une origine sédimentaire volcanique.

Les quartzporphyres proprement dits sont souvent très pauvres en phénocristaux. Une coupe-mince d'un échantillon pris dans le ruisseau à l'Ouest de Marifùnt (C. h 5), n'en révèle même aucun. La roche est devenue un aggrégat panallotriomorphe et grossièrement grenu de quartz et de feldspath. Le caractère microfelsitique plus fin est limité à de

rares endroits. Les roches du charriage qui longe la route entre Bondione et Case di Redorta (C. c 5) présente quelques phénocristaux de quartz dans une fine pâte holocristalline de quartz et de feldspath. Cette structure est conséquence de la dévitrification. La pâte contient parfois de nombreuses paillettes de plagioclase. La couleur en est vert-pâle.

Le charriage le plus haut de Baita Rigone présente des phénocristaux de quartz, d'orthose et de plagioclase dans le quartzporphyre. La pâte montre de nouveau les petites paillettes de feldspath dans le fin aggrégat panallotriomorphe de quartz et de feldspath. Il s'y trouve des phénocristaux de quartz entourés de quartz de formation secondaire.

Dans les minces bancs de quartzporphyre du versant Nord de la Vigna Soliva, nous voyons, très proches en-dessous du Verrucano, des phénocristaux de quartz, d'orthose et de plagioclase dans une pâte microfelsitique. Il est probable qu'à l'origine il s'y trouvait également de la biotite.

Les conglomérats du Collio et le Verrucano.

Il n'a malheureusement pas été possible de découvrir des particularités microscopiques propres à distinguer les conglomérats du Verrucano de ceux du Collio. Pour plus de clarté nous traiterons ici de quelques échantillons.

Le premier a été pris dans le couloir au-dessus de l'Infernello (C. c 4), à 1725 m d'altitude, donc, à peu près à 30 m au-dessus de la limite inférieure du Verrucano telle que nous l'avons admise. La roche qui y présente déjà l'habitus typique du Verrucano, nous a fourni trois coupes-minces. Celle qui présente le conglomérat le plus grossier contient:

1. du *quartzite à séricite,* tant en morceaux normaux que sous forme de galets présentant des symptômes de cataclase.
2. une roche fortement broyée, composée de quartz, d'orthose, et de plagioclase acide. Elle contient des parties à micropegmatite et à microperthite très nettes. On n'y observe point de parties foncées. Outre l'extinction onduleuse du quartz, la cohésion de la roche a été rompue. Les fissures ont été remplies plus tard d'une matière contenant beaucoup de séricite. La netteté de la structure a souffert de ce morcellement, peut-être la roche est-elle du *granite,* plus probablement du *gneiss chiari.* (TROMP 1932.)
3. du *felsophyre* à pâte panallotriomorphe grossière. Un morceau de quartz clair appartient peut-être encore au galet, et est alors un phénocristal. Les cristaux de zircon sont à remarquer. Un filon de quartz traverse tout le morceau et finit à ses limites, ce qui prouve qu'il a été formé avant que le morceau se soit détaché.
4. des fragments de *pâte* irrégulièrement *microfelsitique* sans phénocristaux.
5. quelques rares morceaux de *quartz corrodés,* déjà tant soit peu arrondis et sans extinction onduleuse.

La pâte est fine. Dans un des coins de la coupe-mince, la roche devient sableuse.

Les coupes-minces de la roche de conglomérat plus fin nous montrent des fragments de cristallophyllien (des quartzites) dans une pâte foncée par la limonite et contenant des fragments de quartz. Il fut impossible d'obtenir des données supplémentaires.

La troisième coupe-mince a été faite d'une roche, fine à l'oeil nu, à petits galets rouges. Le microscope nous révèle des grains de quartz et de plagioclase ensemble avec des fragments de *felsophyre* (à granulation fine et grossière), et un fragment de *quartzite à deux micas*. La pâte a une forte teneur de séricite. Les grains sont passablement arrondis. Les roches volcaniques surtout sont colorées par la limonite.

Le Verrucano de la crête principale a un habitus différent de celui de la Vigna Soliva. La roche contient moins de pâte et davantage de roche cristallophyllienne. Ces restes ne présentent point de sernifites.

Il a été fait plusieurs coupes-minces d'un galet de poudingue trouvé à l'Ouest du ruisseau qui sort du Lago di Coca. La première contient:

1. du *quartzite à muscovite,* de structure lépidoblastique. La roche ne contient pas de feldspath, et ne présente que des traces minimes de cataclase. Elle contient un peu de zircon.
2. des *quartzites* mylonitisés de structure granoblastique avec des cristaux de quartz à extinction onduleuse, quelquefois un peu broyés.
3. des *schistes à muscovite.*
4. du *gneiss à feldspath alcalin* très broyé avec de l'orthose et du plagioclase fléchi. Les fissures de la roche sont remplies de séricite et de chlorite.

La pâte est très séricitisée, colorée par la limonite, et méconnaissable.

La seconde coupe-mince contient:

1. du *quartzite à muscovite.*
2. du *gneiss* à beaucoup de quartz et à noyaux de plagioclase.
3. du *quartzporphyre* à quartz magmatiquement corrodé, et contenant un minéral aculéiforme qui peut avoir été de l'amphibole ou de la biotite. La pâte est finement devitrifiée, allotriomorphe et légérement séricitisée. Un petit filon de quartz s'arrête au milieu de la roche, et est probablement de formation antérieure au déplacement.
4. une roche méconnaissable foncée par la limonite. De fines paillettes claires nous font supposer avoir affaire à une roche d'épanchement de *structure trachytique.*

La pâte du grès contient de la tourmaline.

Un conglomérat polygène du Collio, trouvé sur la crête Ouest du Pomnolo contient:

1. du *quartzite à muscovite* de structure lépidoblastique. Il est peu mylonitisé.
2. des *schistes à muscovite.*

3. des *gneiss à feldspath alcalin* très broyés.
4. du *quartzite à deux micas.*
5. du *quartzporphyre* à quartz corrodé et contenant du zircon et de la tourmaline. La pâte microfelsitique, colorée par du minerai, a peut-être présenté une structure vitroclastique. Il se pourrait alors que nous ayons affaire à du tuf.
6. un mélange allotriomorphe séricitisé de quartz et de feldspath.

La roche contient passablement de sidérite.

Au sommet du Pomnolo nous avons pris un échantillon d'un conglomérat sableux, gris-brun, du Collio, dont la coupe-mince nous montre beaucoup de plagioclase des fragments cristallophylliens, et une roche de couleur foncée par le minerai de fer, contenant des microlites clairs, de feldspath probablement. Il s'agit probablement d'une roche d'épanchement de *structure trachytique.*

La grande variété de composition des conglomérats du Collio et du Verrucano, nous contraint donc, si nous voulons les différencier, d'avoir recours à leur apparence extérieure et à leur teneur en limonite. Cette teneur est bien plus considérable dans le Verrucano que dans le Collio. On la trouve tantôt dans la pâte, tantôt dans les galets volcaniques, tantôt dans tous les deux.

Les galets sont formés de roches, qui, pour n'avoir pas été trouvées dans les environs, n'y sont cependant pas étrangères. Seules les structures trachytiques n'ont pas été relevées par nous dans les roches autochtones. Le gneiss chiari doit, lui aussi, avoir été importé de hors du terrain étudié.

C. Le Trias.

1. Le Werfénien.

Entre les roches rouges du Verrucano et les calcaires de L'Anisien, le terrain nous fournit une série de minces couches de marnes fines, de grès riches en mica et de schistes. La couleur en est généralement verte, parfois rouge ou brune, quelquefois même noirâtre.

Près du Pso della Manina, à 50 m au-dessus de sa base, des fossiles se présentèrent. Les mouvements qui avaient eu lieu le long des plans de la stratification, en rendirent impossible la détermination. Près de Nona (C. h 3) cependant, il fut possible de relever la présence de *Myophoria Costata* Zen. sp. dans de minces plaques de schistes durs, verts et riches en mica, et, dans des schistes plus mous, de couleur vert-brune, de *Myophoria Costata* Zen. *sp.* et de *Gervilleia sp.* (Frech, 1912).

Nous avons donc affaire aux couches de Campil, du Werfénien. Toutes ces roches rouges, vertes et brunes se transforment progressivement, en devenant en même temps de plus en plus calcareuses, en une roche dolomitique brune, sableuse et poreuse, qui leur sert de trait d'union avec l'Anisien. La suite normale de la série ayant été souvent rompue dans cette roche de transition, celle-ci a été rangée tantôt dans le Werfénien, tantôt dans l'Anisien.

Les grès verts marneux et schisteux des couches plus anciennes doivent correspondre à celles de Seiss. Ce parallèle est d'autant plus admissible que le Werfénien garde le même caractère sur une si grande étendue (FRECH, 1912).

La transition au Verrucano est très brusque et se manifeste par l'apparition de bancs caractéristiques de grès et de dolomie de couleur claire à altération superficielle brune. L'épaisseur du Werfénien, le Servino des géologues Italiens, atteint plus de 175 m.

Les nombreuses dislocations rendirent impossible une détermination plus exacte.

2. L'Anisien.

On trouve sur le Servino une série, constituée, dans l'ordre, par des calcaires, des marnes calcareuses et des calcaires à nodules. A la limite des marnes calcareuses et des couches à nodules je trouvai dans des plaques de calcaire, des *Daonellae*, et parmi eux un *Daonella Sturi* BEN. (KITTL, 1911), ce qui range ces calcaires dans l'âge de l'Anisien supérieur.

Si nous considérons maintenant qu'aux environs de Schilpario, dans la Valle Oglio, MOJSISOVICS (1880) a constaté la présence de calcaires à nodules gris au-dessus des calcaires à *D. Sturi*, et que ces calcaires à nodules contenaient des fossiles qui les plaçaient à l'âge du Ladinien inférieur (couches de Buchenstein), il me parait tout-à-fait admissible de placer également, dans le terrain qui nous occupe, la limite entre l'Anisien et le Ladinien immédiatement au-dessus des marnes, et au-dessous de calcaires à nodules.

L'Anisien correspond au Muschelkalk des publications antérieures de MOJSISOVICS. COSIJN (1928), JONG (1928) et WENNEKERS (1930) se servirent de ce dernier terme pour désigner les couches entre le Servino et le Calcaire d'Esino. Aux environs de Lenna cela correspond en effet à l'Anisien (MOJSISOVICS, 1880), comme HOFSTEENGE (1931) l'a indiqué.

Le Muschelkalk de PORRO est une catégorie bien plus étendue, qui englobe également les roches du faciès de l'Esino et de l'Esino supérieur. Il reconnaissait lui-même, dans les couches au-dessous de ces calcaires à faciès récifal des roches d'une époque autre que du pur Anisien. Cependant il renonça consciemment à une mise en carte plus en détail.

Dans l'Anisien inférieur nous constatons la prédominance de calcaires blancs, noirs et gris en minces strates et à altération superficielle blanche. Comme curiosité nous relevons entre ces couches une couche de calcaire gris, à nodules fines avec de très minces couches de marnes jaune d'ocre entre les bancs, ce qui donne à la surface de la couche des irrégularités grises, sinueuses. Cette roche se présente en outre aux environs de Lenna dans la Valle Brembana, comme près de Val Canale, à l'Ouest de Gromo. On la relie toujours à l'Anisien tout-à-fait inférieur.

Au haut de cette partie calcareuse on trouve des calcaires et des calcaires marneux rougeâtres, suivis d'une série de calcaires marneux

noirs en strates minces. L'altération superficielle leur fait donner une argile brune.

En remontant, les couches deviennent de nouveau plus calcareuses, et on trouve alors des calcaires à *Daonellae* et à *Ammonites*. On doit y trouver également les calcaires-à-nodules bleus et grossiers, qui contiennent des ammonites et des articles de crinoïdes, et qu'on trouve dans les éboulis près d'Asta Alta.

L'Anisien se trouvant partout très disloqué, il n'a pas été possible d'en déterminer l'épaisseur. Aux environs de Lizzola Alta (C. e 4), nous avons réussi à déterminer l'épaisseur des calcaires de l'Anisien inférieur à un minimum de 25 m. Cette épaisseur peut cependant tout aussi bien atteindre les 100 m.

Les couches de marne sont encore plus disloquées. Elles sont très finement plissées, ou bien présentent une fissilité telle, que, sur de grandes distances, il est impossible de déterminer la direction des couches. Elles ont peut-être servi d'horizon de glissement, ce pourquoi l'on ne peut faire aucune déduction concernant leur épaisseur originelle, qui doit avoir été probablement de 100 ou de 200 m.

3. Le Ladinien.

Hofsteenge (1931) a été le premier des géologues de Leyde à estimer le Ladinien représenté par les calcaires d'Esino. Après lui, Tromp (1932) en a fait de même dans son aperçu de la géologie des Alpes Bergamasques. Porro, lui, ne distingue les calcaires d'Esino que comme faciès. Si nous passons en revue la littérature, nous voyons le terme „Ladinien" lancé par Bittner, qui entendait désigner ainsi l'ensemble des couches comprises entre les couches à Trinodosus de l'Anisien, et le Carnien.

Il subdivisait le Ladinien en:

Couches de St. Cassian.
Couches de Wengen.
Couches de Buchenstein.

Dans ses premières publications Mojsisovics appelle „Norien" les couches inférieures à celles de St. Cassian, qu'il rangeait dans le Carnien. Mais il a réalisé plus tard que ce „Norien" se trouvait au bas pour des causes tectoniques seulement, et s'est rallié alors au terme de „Ladinien".

Dans les Alpes Bergamasques, les couches de St. Cassian se sont développées dans le faciès des Calcaires d'Esino.

A Esino même, qui se trouve vers l'Ouest, Mojsisovics (1880) mentionna des *Daonella Lommeli* dans les calcaires d'Esino, dont il appert que ceux-ci ont été également constitués dans la période de Wengen.

Trümpy (1930) communiqua des détails plus précis concernant cette région. Il en résulte que les deux étages inférieurs du Ladinien peuvent se rencontrer tant dans le faciès des calcaires d'Esino que dans celui des couches de Buchenstein et de Wengen. Ce dernier faciès est composé de calcaires bleus à nodules de silice, et contient aussi des

couches tuffogènes. Il existe des transitions latérales entre ces deux groupes de faciès, et c'est ainsi que l'épaisseur des couches de Wengen peut varier de 0 à 400 m sur une distance de 1 km.

Aux environs de Lenna, qui est la seule localité dans le terrain exploré par Hofsteenge où l'on trouve du „Muschelkalk'', les calcaires d'Esino se trouvent en concordance sur les couches à Trinodosus, qui ont l'âge de l'Anisien supérieur. Le parallèle tiré par Hofsteenge est donc exact quant à son terrain.

De même nous communique-t-on de terrains situés à l'Est de la Valle Seriana, la présence de Ladinien inférieur en d'autres faciès que celui du calcaire d'Esino.

Mojsisovics (1880) trouva près de Schilpario aussi bien des couches à *Trachyceras Curionii,* qui sont des couches de Buchenstein, que des couches de Wengen, contenant e. a.: *Daonella Lommeli.* Les deux se présentent développés avec leurs faciès typiques.

Gümbel (1880) mentionna, lui aussi, dans la Valle Trompia, la Valle Dezzo et la vallée de l'Oglio, des roches qu'il estimait appartenir aux couches de Buchenstein et de Wengen. Dans les deux premières de ces localités cette attribution fut faite en raison des fossiles trouvés.

En 1874 cependant, Mojsisovics (1874) écrivit que la *Daonella Lommeli* de Gümbel dans sa série de „Geologische Streifzüge...'', doit être dénommée *Daonella Parthanensis,* et est caractéristique de l'Anisien supérieur. Il est donc très difficile de se faire une idée des preuves paléontologiques de Gümbel, étant donné que l'on ignore jusqu'à quel point il s'est servi de cet index-fossile, et si, dans ce cas, il s'est adapté aux tendances modernes.

Les deux auteurs cités ne s'entendent pas davantage sur les caractéristiques pétrographiques distinctives des couches de Buchenstein et de Wengen. C'est ainsi que les sédiments à „Pietra verde'' sont rangés dans les couches de Wengen par Gümbel, dans celles de Buchenstein par Mojsisovics. Arthaber (1908) se rallie à ce dernier, et Trümpy (1930) ne décrit, lui aussi, cette roche que dans les couches de Buchenstein.

Les couches de Wengen sont plus ou moins caractérisées pétrographiquement dans les Alpes Bergamasques par des calcaires à intercalations tuffogènes. Elles contiennent quelquefois du „Häcksel'' végétal.

Les couches de Buchenstein contiennent des calcaires à nodules, des intercalations tuffogènes vertes et des „Hornsteine'', ce qui, littéralement traduit, signifierait: des cornéennes, et doit correspondre ici à ce qu'on appelle: des „gaizes''.

Porro (1903) trouva au Nord de la Presolana une *Daonella Lommeli* dans les calcaires noirs à couches de grès du type de Wengen. Ceci place donc, pour ce terrain, les calcaires d'Esino inférieurs dans la période de Wengen ou légèrement plus tard.

Dans notre terrain, nous trouvons au-dessus des calcaires à *Daonella Sturi,* en premier lieu des couches à gaizes, à calcaires foncés et à grès. Ces derniers sont souvent riches en plagioclase. Les calcaires d'Esino ne viennent qu'ensuite.

Cette opposition à causé la distinction du Ladinien en 2 parties:

b. Les Calcaires d'Esino, et les Calcaires d'Esino supérieurs.
a. Les couches de Buchenstein et de Wengen.

a. Les couches de Buchenstein et de Wengen.

A la base des Calcaires d'Esino, et au-dessus des plaques calcaires de l'Anisien, on trouve un paquet sédimentaire d'une épaisseur de 250 à 300 m. Ce paquet ne fut pas subdivisé, en raison de l'absence de fossiles. Nous avons mentionné ci-dessus les raisons pour lesquelles nous leur attribuons un âge. Sur le tout on estime que les couches de Buchenstein occupent une épaisseur approximative de 175 à 200 m. Elles sont formées de calcaires-à-nodules bruns et bleus, de grès, de couches de gaize, d'épais bancs de calcaire à altération superficielle brune, grise, ou bleue et à surface rugueuse, et de petits bancs de grès.

Les gaizes, qui appartiennent probablement à la partie supérieure de ce dernier ensemble, contiennent des *radiolaires* qui n'apparaissent qu'entres des nicols croisés. Leurs squelettes sont donc cristallisés. Ils sont uniglobulaires et sphériques. Les pores ont un diamètre plus petit que l'épaisseur des parois intermédiaires. Ils ressemblent en cela à *Cenosphaera Pachyderma* Rüst (Rüst, 1885), mais ils s'en distinguent par la minceur de leur squelette. Il faut donc y voir des *Cenosphaera gen.* Haeckel (Haeckel: Chall. Rep.). La même coupe-mince nous fournit encore des spicules de *Sphaerozoa* qui concordent avec les reproductions de Rüst (1885).

Tan Sin Hok a publié des considérations sur la valeur stratigraphique des trouvailles de radiolaires (1926, 1931), et ne leur en accorde guère. On ne peut guère tirer des conclusions concernant le profondeur à laquelle le dépôt a eu lieu, en raison de la pauvreté de sa faune.

Au-dessus des couches de Buchenstein on trouve des calcaires foncés en plaques minces, surmontés de calcaires noirs à bancs de grès vert. Le tout a une épaisseur de 50 à 100 m. Près du Lago di Vigna Vaga (C. e 2) on distingue une transition de marnes sableuses en calcaires d'Esino.

Quelquefois les roches clastiques sont entièrement formées de plagioclase bien idiomorphe mais altéré à la surface.

La mer doit être devenue considérablement moins profonde, vu qu'une des roches contenant du plagioclase présente également des débris végétaux.

Presque juste en-dessous des calcaires d'Esino, nous trouvâmes, près du Lago di Vigna Vaga (C. e 2), une alternance de couches marneuses et plus grossières, en stratification entrecroisée.

Aux environs du M. Barbarossa (C. f 3), on trouve une brêche de marne calcaire dans laquelle la séparation entre les fragments et la pâte est très indistincte. Peut-être a-t-elle été formée à la suite d'un glissement sous-marin.

Pétrographie. Parmi les calcaires du Ladinien inférieur se trouvent aussi des roches entièrement composées de silice. Le microscope nous montre que les composants clastiques sont parfois en quantité minime. Des restes de spicules d'éponges et de squelettes de radiolaires en trahissent l'origine organique.

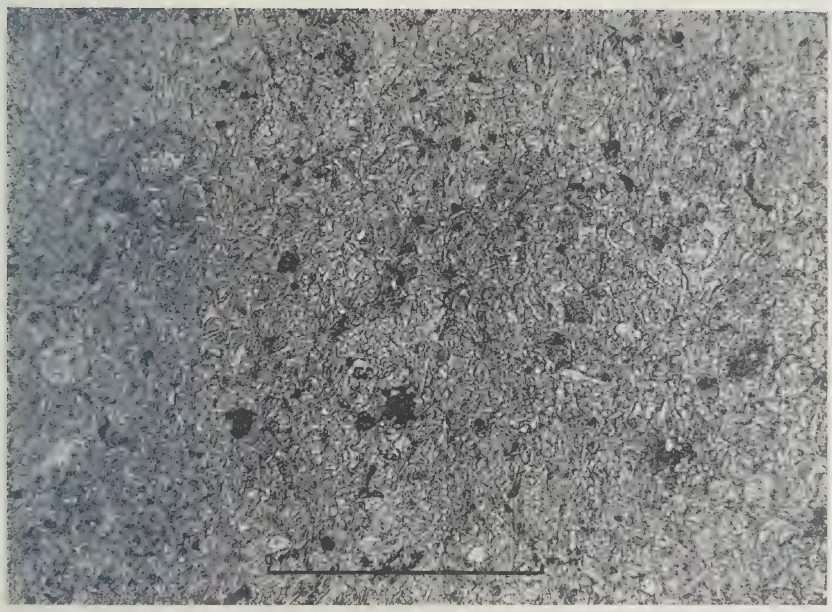


Fig. 3.
Vase à radiolaires et à spicules d'éponges de la mer ladinienne.
(Lum. nat.)

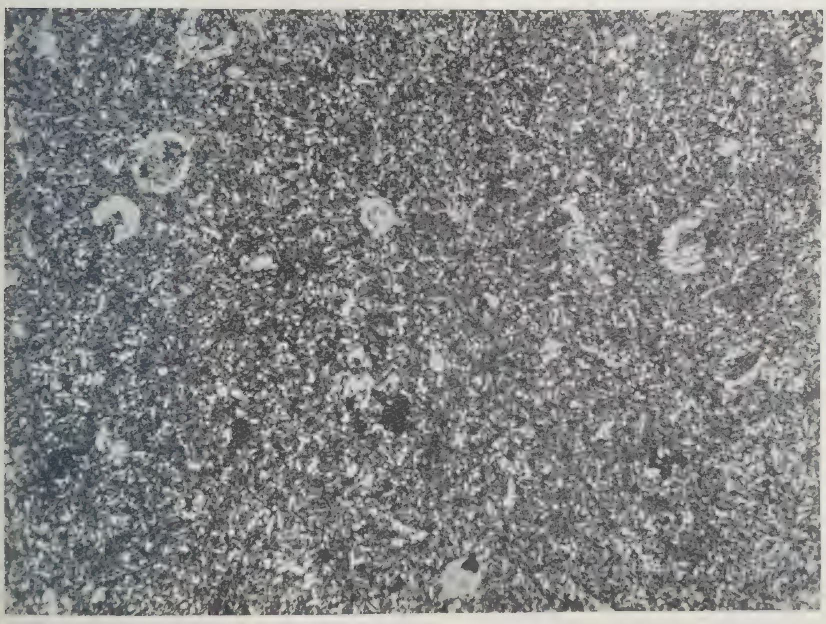


Fig. 4.

La même, entre deux nicols croisés.

Cayeux (1929) a décrit des roches de cette espèce sous le nom de „vases des mers anciennes'' et de „gaizes''. Les dernières ont davantage de composants clastiques que les premières. Les durcissements cherteux y sont fréquents, et elles sont souvent mêlées de glauconite. Les organismes qui ont fourni l'acide silicique peuvent avoir été des spongiaires, des radiolaires et des diatomées.

La roche la plus organogène que nous avons trouvée est faite d'une matière dense de couleur ocre, trouvée près de Sponda Vaga. Le microscope ne révèle que très peu de composants clastiques. Les restes de squelettes de radiolaires (*Cenosphaera*) par contre, sont très nombreux. Chaque squelette est cristallisé et s'éteint complètement entre les nicols croisés. Il est donc probablement devenu un seul cristal de quartz. Cayeux mentionne quelque chose d'analogue d'une radiolarite en Crète (p. 322).

Les spicules qui contribuent à la formation de la roche ont une forme capricieuse. Elles proviennent de spongiaires et de radiolaires. Quelques rares cas seulement nous ont permis de décider de laquelle de ces deux sortes d'animaux ces spicules provenaient. Elles sont irrégulièrement cristallisées.

La pâte est cryptocristalline, et présente entre les nicols croisés beaucoup de petites taches blanches sur un fond noir. La tourmaline, le zircon, la pyrite, se présentent en petites quantités.

Des roches analogues, décrites par Cayeux sous le nom de „jaspes à radiolaires'', ne présentent point de spicules de spongiaires ni de composants clastiques. Il ne nous reste donc qu'à dénommer cette roche: „Gaize à radiolaires'', ou bien: „Vase à radiolaires des mers anciennes''. Le nom de „Radiolarites'' s'applique aussi à des roches calcifiées, et les noms ci-dessus sont donc plus précis.

Au Nord de Zuccotto (C. d 1), à 100 m environ au-dessous des calcaires d'Esino, nous trouvâmes une roche noire, dure, à taches blanches, contenant davantage de composants clastiques.

Le microscope nous montre une pâte à pigment foncé, contenant des fragments de quartz et de feldspath. Ces derniers sont très altérés, mais on peut cependant encore constater par endroits qu'ils sont idiomorphes. La gangue elle-même présente de nouveau beaucoup de restes de spicules d'éponges, et très peu provenant de radiolaires. Dans quelques fragments de spicules de spongiaires on peut encore distinguer le canal central par le fait qu'il a été rempli de matière pigmentée de la gangue.

Le microscope révèle des taches claires dans la pâte foncée. Les nicols croisés nous permettent de voir que ce sont de fins aggrégats de quartz, ce qui fait que nous avons donc affaire à des concentrations siliceuses. Le pigment est parfois amoncelé concentriquement autour de ces concentrations. La circulation, ou l'apport ultérieur de silice, est démontré par la présence de petits filons de quartz, et par le fait que les creux des petits organismes (des gastéropodes?) sont remplis de silice. Il faut donc appeler cette roche une „Gaize à spongiaires'' quoiqu'elle soit plus dense.

Nous avons encore trouvé une roche légère, qui concorde à tous les

points de vue avec la description des gaizes. Elle est de couleur vert-pâle avec des noyaux bruns. Cette roche contient beaucoup d'éléments clastiques. Un fragment de quartz à muscovite indique de la matière cristallophyllienne, alors qu'il y a peut-être aussi un fragment de roche volcanique. La roche contient encore de la glauconie. Les concentrations siliceuses sont, sous le microscope, difficiles à distinguer du reste de la roche.

b. Calcaires d'Esino, et C. d'Esino supérieurs.

Si les couches Ladiniennes inférieures nous montrent des pentes vertes à végétation abondante, les parois blanches aux contours imprévus des calcaires d'Esino de la Vigna Vaga et du Pizzo di Petto leur font un violent contraste.

De près, la stratification est difficile à distinguer dans la masse principale, et les points capitaux en sont presque impossible à atteindre, aussi devons-nous nous en tenir à l'énumeration de quelques particularités relevées au Sud de la Vigna Vaga en allant vers Foppana. Les nombres représentent des hauteurs stratigraphiques au-dessus de la limite des couches de Wengen.

De 0 à 700 m :	Du calcaire clair en bancs épais, foncé par endroits, avec des structures évinospongiaires à 250 m environ, et un banc de gastéropodes à 400 m.
De 700 à 800 m :	Des couches plus minces de calcaires alternativement clairs et foncés.
De 800 à 1000 m :	De minces bancs de calcaires marneux rouges, noirs, à altération superficielle claire, parfois jaune, brune aussi, quelquefois.
A 1000 m environ :	Du calcaire noir à bandes jaunes, à fossiles (des coraux ?), et à structures concentriques.

Dans ces calcaires d'Esino furent trouvés des fossiles, concordant avec les formes suivantes de Kittl (1899) :

Coelostilina (gradiella) semigradata Kittl.
Coelostilina (gradiella) acutemaculata Stopp.
Coelostilina (gradiella) acutemaculata Stopp. : forme transitionnelle vers *Coelostilina* Emmrichi.
Omphaloptycha Heeri Kittl.
Hologyra sublimneiformis Kittl.
Tripanostylus geograficus Stopp.

Il fut encore trouvé des curieuses traces de vie planes, probablement des restes de lamellibranches, et des traces en forme de tiges d'algues calcaires. Des structures concentriques furent trouvées près de Vigna Vaga à un niveau très élevé, peut-être même dans les couches de Raibl. Peut-être sont-elles aussi des restes d'algues calcaires.

4. Le Carnien.

Aux environs de Foppana furent trouvées des roches que Porro (1903) fait figurer sur sa carte comme des couches de Raibl, ou du Carnien.

Nous n'y trouvâmes point de fossiles déterminables.

Comme le terrain étudié n'offre aucune autre localité propice à l'examen de la transition des calcaires d'Esino aux couches de Raibl, il est difficile de dire jusqu'à quel point cette transition possède des caractéristiques constantes qui permettent de donner un critère de délimitation entre les Calcaire d'Esino et le C. d'Esino supérieur, comme entre ce dernier et les couches de Raibl.

Selon toute probabilité, les couches du profil de la page 25 situées entre 700 et 900 m peuvent être considérées comme appartenant aux Calcaires d'Esino supérieurs, et les couches plus récentes comme faisant partie de celles de Raibl. Ceci correspond à peu près à la figuration de PORRO. Notre collègue VISSER s'est chargé de l'étude plus détaillée de cette limite stratigraphique.

III. ROCHES FILONNIENNES.

Comme partout ailleurs dans les Alpes Bergamasques, des filons de roches éruptives ont été trouvés dans notre terrain également.

Leur caractère géologique les fait distinguer en deux catégories:

B. Les filons Alpins-tardifs.

A. Les filons Pré-Permiens.

A. Les filons Pré-Permiens.

Aux environs de Maslana, mais au Sud de Bondione surtout dans son développement le plus net, on trouve dans les schistes micacés une roche dure, très dense, de couleur tirant du vert clair au blanc.

On peut bien voir près de la Valle Isola (C. d 4) et près du Pinacolo (C. f 6) qu'elle a subi des dislocations tectoniques considérables. Cela concorde avec le fait qu'on ne les trouve que dans le cristallophyllien.

L'inclinaison est faible au Nord de Lizzola Alta. Ailleurs, elle n'a pas pu être déterminée.

Presque toutes les coupes-minces de cette roche révèlent quelques phénocristaux de plagioclase, parfois aussi de quartz idiomorphe et d'orthose. La pâte est de structure granophyrique à granulation tant fine que grossière, et se compose d'orthose, de plagioclase et de quartz. Le plagioclase est souvent légèrement idiomorphe, et les feldspaths et les quartz forment des sphérolites. En fait d'autres composants nous rencontrons de la muscovite, et, sporadiquement, du minerai de fer.

Le microscope révèle des petits filons formés de quartz, de plagioclase ou des deux. Ceci rend difficile de se former une idée de la teneur en plagioclase originelle de la pâte. Nous avons affaire ici à une roche aplitique: des aplites de granite ou de diorite. Les premiers paraissent plus probables. L'intrusion pourrait fort bien se trouver en quelque rapport avec celle des gneiss chiari.

B. Les filons Alpins-tardifs.

A travers tout le terrain, coupant les structures les plus importantes, on trouve des filons d'un magma dioritique, comme Dozy (1935, *a*), en a décrits. Ils sont d'un gris-vert, avec parfois de gros phénocristaux blancs de plagioclase, et se composent alors de diorite-porphyrite à amphibole. D'autres, composés de spessartite, sont plus denses et de granulation plus fine avec des aiguilles d'amphibole très distinctes. La pâte de ces dernières roches est d'une couleur un peu plus foncée que

celles des autres, auxquelles appartiennent e. a. les filons de Val Morta (C. f 6), et ceux de Rifugio Coca (C. e 6).

Des bifurcations vers le haut se dessinent parfois très nettement (Rif. Coca), mais il faut regretter que les filons de la largeur de la main soient si difficiles à suivre plus loin.

Nous avons attribué un âge Alpin-tardif à ces filons, en raison du fait qu'ils coupent de grands plans de mouvement sans aucun obstacle, ce qui prouve que les injections ont du avoir lieu après les phases principales.

Ces systèmes filoniens présentent par contre des symptômes de mylonitisation à leurs surfaces. Cela se manifeste parfois par un étirement des feldspaths en des stries blanches. De brusques rejets, comme on en trouve quelques uns, peuvent d'ailleurs se rapporter à des mouvements ultérieurs le long de plans approximativement horizontaux.

Ceci prouve des mouvements de moindre intensité, postérieurs à ceux qui contribuèrent aux structures les plus importantes, et réduit à néant la possibilité de se servir de rayures mesurées sur des miroirs de glissement, pour en déduire les mouvements qui peuvent nous servir dans l'analyse des grandes lignes de la tectonique de ce terrain.

IV. DYNAMO-METAMORPHOSE.

La roche du terrain que nous avons étudié a subi de fortes influences tectoniques. Elle est coupée de nombreuses dislocations. Parfois même la roche présente sur de grandes distances une forte schistosité de pression. Cela se remarque particulièrement bien dans la crête entre le Pizzo dei Tre Confini et le Monte Gleno. Le Verrucano du flanc Nord vertical du synclinal de Sasna y a été complètement écaillé, et les couches de Collio du Pizzo dei Tre Confini ont été feuilletées par la pression jusqu'à l'épaisseur du papier, mais on n'y observe aucun charriage important.

Les marnes calcaires de l'Anisien montrent aussi un très fort clivage du à la pression tectonique. On peut le constater tant à l'Ouest, dans le ruisseau de la Valle Sedornia, qu'à l'Est dans le ruisseau qui longe les Miniere del Flès (C. f 3). Dans ce dernier ruisseau on extrait des plaques de marnes pour en faire des ardoises.

Dans les failles, d'autres symptômes de dynamo-métamorphose se présentent. A même le plan de mouvement, la roche a souvent été pulvérisée sur une épaisseur de plusieurs centimètres. L'altération superficielle de ces matières pulvérisées donne de l'argile. La roche encaissante est souvent écaillée et de couleur foncée. Parfois nous trouvons sur les plans de mouvement une roche noire et dense: la pseudo-tachylite. (Tromp 1932, p. 187, Dozy 1935*a*, p. 186).

Plusieurs de ces symptômes de dynamo-métamorphose purent être étudiés au microscope. Un quartzporphyre du versant Est de la Valle du Fiume Nero ne présente encore qu'une cataclase légère. Le quartz très nettement corrodé montre une extinction onduleuse en stries, mais celles-ci ne sont pas très nettement délimitées. Les cristaux de quartz sont cependant encore complètement intacts à l'extérieur. Le plagioclase présente des lamelles très broyées. Comme signes de cataclase, des cordons de séricite, d'orientation optique parallèle, courent à travers la pâte. Il faut remarquer, que par-ci par-là du quartz et du plagioclase ont été épargnés et ne présentent point de traces de cataclase.

Une coupe-mince de Conglomérat basal, prise le long de la route de Bondione au Rifugio Curó près du chevauchement de la Valle della Cascina, nous présente une roche très quartzifère.

La texture est orientée en sens irrégulièrement parallèle par des cordons de séricite. Le degré de cataclase de la roche correspond à celui du type A de R. Staub (1915, p. 73). Grubenmann et Niggli l'appellent une cataclasite (1924, p. 219). La roche se trouve en effet à une distance un peu trop grande de la faille pour être très mylonitisée. Le quartz est très onduleux, et présente parfois la „*Böhmsche*

Streifung". (Fig. 5) (GRUBENMANN-NIGGLI 1924, p. 220). Entre les nicols croisés on distingue de fines lamelles parallèles, qui rappellent celles du plagioclase, mais en moins net. STAUB décrit ce symptôme dans son degré A de mylonitisation. A part cette lamellation visible à la lumière polarisée, il y a encore un second système de plans posés presque verticalement sur les premiers. On peut déjà distinguer ces

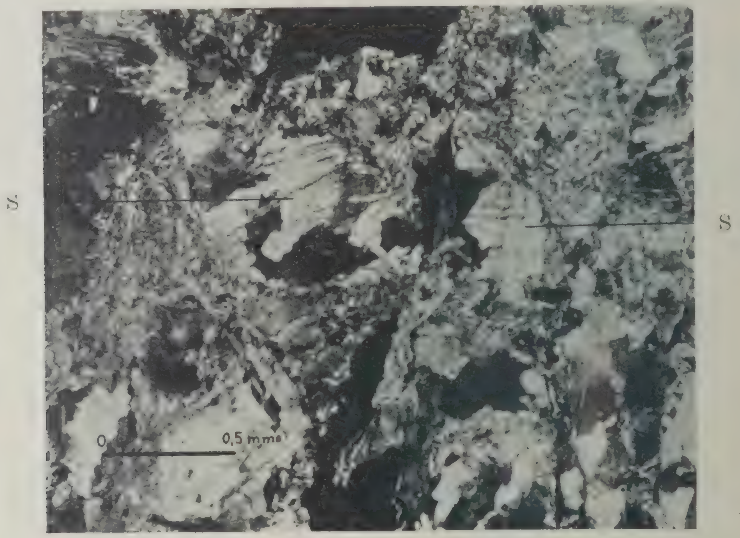


Fig. 5.

Cataclasite (nicols croisés).
S — Quartz avec „Böhmsche Streifung". (36 ×)

derniers plans à la lumière naturelle à cause des petites inclusions fines qu'ils contiennent. Le rôle mécanique que doivent avoir joué ces plans quelquefois infléchis, ressort du fait que, sur toute leur longueur, les lamelles de quartz ont été rejetées (Fig. 6). Leur place dans la roche est cependant tout-à-fait arbitraire.

Nous trouvons toutefois aussi des mylonites qui présentent des traces de laminage. Le quartz y forme un certain nombre de minces couches parallèles par suite de la translation. Chacune de ces couches présente une orientation optique propre. En cas de mylonitisation plus avancée, on trouve des lentilles de quartz très broyé dans une pâte fortement séricitisée. Elles sont d'ailleurs encore laminées davantage, et leurs limites sont devenues confuses. La roche en est alors à la transition en ultramylonite.

A 1525 m d'altitude, dans le ruisseau de la Valle della Cascina, fut trouvé une couche de 10 à 20 cm d'épaisseur d'une roche tirant du gris foncé au noir. Cette roche suit le plan du charriage qui se trouve là. Une coupe-mince d'une des parties les plus claires de cette roche

nous révéla une limite entre une ultramylonite et une pseudo-tachylite. L'ultramylonite est surtout formée de quartz et contient beaucoup de calcite très fine. De petits cristaux très intacts de plagioclase sont

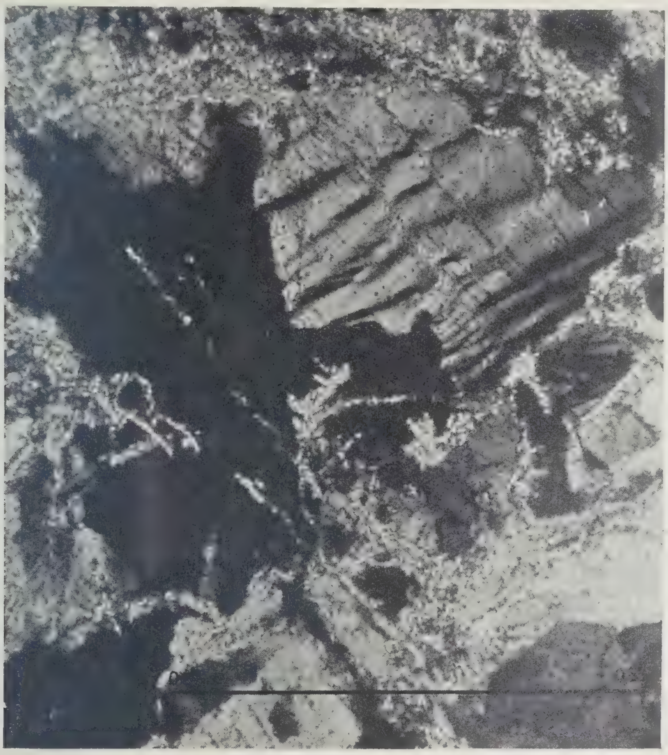


Fig. 6.

Comme fig. 5 (130 ×).

peut-être d'origine secondaire. Des filons noirs parallèles de structure méconnaissable, courent à travers l'ultramylonite.

La pseudo-tachylite est formée d'une matière vitreuse foncée, contenant de très rares inclusions de quartz. Sa séparation d'avec l'ultramylonite est assez nette.

V. ACTIVITE HYDROTHERMALE.

Les symptômes les plus anciens d'activité hydrothermale après le commencement de la sédimentation permienne, se présentent à nos yeux dans les galets du Verrucano (p. 16, 17). Les fragments de roches d'épanchement qu'on y trouve contiennent des filons de quartz qui y sont manifestement limités. Le quartz s'est donc déposé sur place dans le porphyre. Beaucoup d'autres traces d'activité hydrothermale sont probablement postérieures de plus ou moins de temps à l'orogénie alpine. Près des zones fracturées, on trouve en général des filons de calcite dans la roche broyée. Parfois la calcite prévaut, et l'on voit alors apparaître des bancs de calcite qui peuvent atteindre un mètre d'épaisseur (cf. le versant Sud du M. Toazzo). Les couches inférieures du Calcaire d'Esino aussi, contiennent souvent ce minéral, alors que la limite entre le Ladinien et l'Anisien présente sur de grandes distances des filons de calcite. On voit surgir ces derniers en compagnie de miroirs de glissement et de symptômes de mylonitisation.

Près des dislocations, les roches quartzifères contiennent des filons de quartz. De même les couches supérieures du Verrucano, à sa limite d'avec le Servino, contiennent du quartz hydrothermal. On l'y trouve à côté de miroirs de glissement dans le plan des couches qui indiquent des déplacements de ces couches les unes vis-à-vis des autres.

Des filons de quartz furent même trouvés, dont le rapport avec les dislocations n'était pas évident. A l'Est du Pinacolo, dans le Serio, on trouve dans les schistes cristallins, un petit filon de quartz à aiguilles de tourmaline nombreuses sur la limite d'avec la roche encaissante. Nous constatons donc des effets pneumatolitiques, mais auxquels il est impossible d'attribuer un âge.

Le Minerai de Fer.

Beaucoup des petits filons de quartz contiennent de la sidérite et de la pyrite. Parfois aussi la sidérite domine, et sont-ce des filons de sidérite que l'on trouve. Ceux-ci ont donné lieu autrefois à des exploitations minières. Les principales en sont indiquées sur la carte. Ce sont celles de Collo (C. g 5), de la Vigna Soliva (C. d 2) et du Passo della Manina (C. f 3). Les deux premières ont été complètement abandonnées, la dernière était fermée, mais a été reprise en exploitation en 1936, à la suite des sanctions internationales.

Curioni (1877) visita les mines en pleine activité; il les mentionne en effet dans son ouvrage en deux catégories, à savoir:

a. Le carbonate de fer dans les grès Carbonifères et les schistes. Les mines de la Vigna Soliva, dont il prise fort les produits, appartiennent à cette catégorie. Le minerai en est très pauvre en Mn.

b. Le carbonate de fer dans le Servino. Il cite près du M. Sasna trois bancs de sidérite presque verticaux dans le Servino. Ces bancs sont exploités au moyen de nombreuses galeries de mine, dont l'ensemble constitue le groupe minier de Manina.

Il mentionne encore trois autres galeries dans la commune de Lizzola près du Monte Pomna. Ceci est sans doute le Monte Pomnolo des cartes actuelles. Sur sa carte il y figure du Servino. Porro (1903) y mentionne du Permien.

On trouve encore en de nombreuses localités des traces d'anciennes exploitations minières. Il serait aisé de compléter la liste de Curioni, en mentionnant par exemple une galerie à l'Est du M. Sasna, le long de la grande faille normale, une autre dans la crête Nord du M. Pomnolo près d'un filon de quartz, une autre encore près du petit reste de Verrucano (C. g 5), entre ce sommet et le Monte Cimone.

Il faut noter que les galeries des mines suivent les grandes lignes de dislocation. La limite entre le Servino et le Verrucano affleure sur de grandes étendues, et on ne rencontre du minerai qu'à proximité des dislocations.

Le minerai se compose de sidérite et d'hématite avec du quartz et quelquefois de la calcite comme composants de second ordre. Les bancs sont souvent formés de sidérite très pure. Il en fut trouvé encore deux dans le terrain, dont l'un dans le ruisseau qui va des Miniere del Collo à Passevra, à 1900 m. Le filon est en pente raide à orientation NE—SW, dans le plan de la schistosité de pression et a une épaisseur de 10 cms. L'autre filon se trouve 1300 m d'altitude, à l'Est de Valbuona (C. f 5), près de la faille. Ce filon est vertical avec une orientation NW—SE. L'épaisseur en est de 10 à 15 cms. Les deux filons de sidérite se présentent dans la roche permienne.

Pour finir nous pouvions encore constater qu'on a également exploité la pyrite à une altitude de 1950 m, dans les schistes du Collio, à l'Ouest de la vallée qui suit sur la carte le trait-limite entre les colonnes g et h (C. g 5). La roche contient des filons de quartz avec de la pyrite, qui se retrouve aussi en grandes quantités dans les schistes eux-mêmes. Le Verrucano qu'on trouve plus à l'Est, contient des cristaux de pyrite qui atteignent jusqu'à ½ cm de taille.

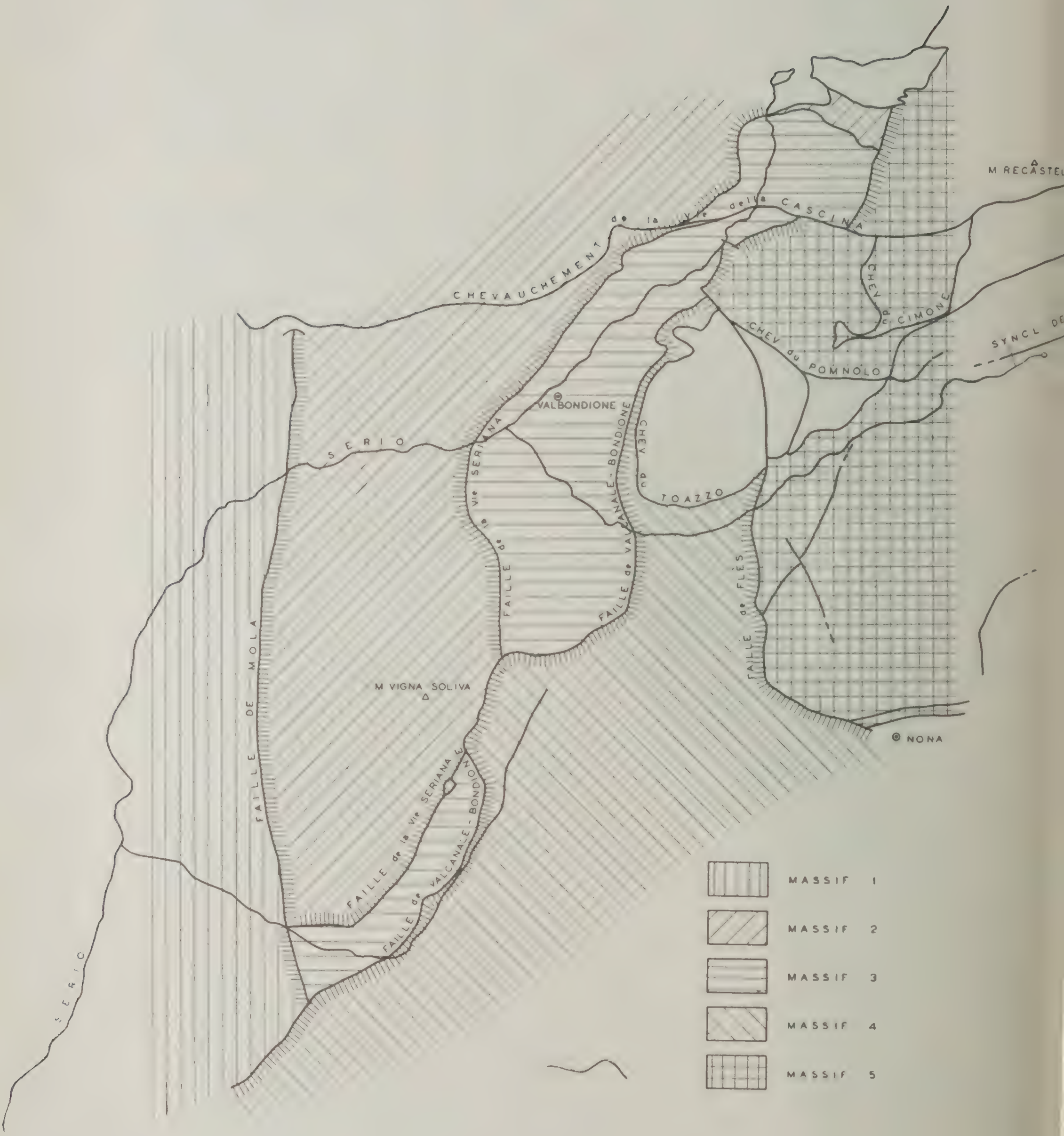


Fig. 7.

Les lignes tectoniques principales.

VI. TECTONIQUE.

Parmi les géologues de Leyden, ce sont surtout WENNEKERS (1930, 1932) et DOZY (1935, *a* et *c*), qui ont essayé de déterminer le mécanisme selon lequel la construction tectonique des Alpes Bergamasques s'est faite. Le premier de ces deux investigateurs a accordé, du moins pour la partie située au midi de la faille orobique, une importance considérable aux glissements de paquets sédimentaires le long de certaines couches, aptes à cela de par leur nature même. Ces sédiments sont en majeure partie riches en marnes. La cause de ces glissements serait le grand chevauchement orobique de cristallophyllien qui déplaçait les couches sous-jacentes. Les roches qui se trouvaient entre deux plans de glissement auraient été imbriquées alors de manière tout-à-fait indépendante. L'ancienne surface du cristallophyllien aurait été le plan de glissement inférieur, au-dessous duquel la roche cristallophyllienne n'aurait pris qu'une part passive aux mouvements.

DOZY, lui, a davantage insisté sur les mouvements qui ne rompaient pas la cohésion entre le cristallophyllien et les sédiments qui reposaient dessus. Ces mouvements, causant surtout des failles renversées, auraient provoqué une imbrication, mais sur une échelle bien moindre que ne l'admettait WENNEKERS. DOZY distinguait plusieurs phases dans la tectogenèse des Alpes Bergamasques. Dans la Valle Seriana supérieure, on peut également discerner quelques phases, dans lesquelles les forces orogéniques se manifestaient chaque fois d'une manière différente. Une distinction nette n'est pas possible.

Ces phases ne sont cependant pas exactement les mêmes que celles de DOZY. Avant que d'essayer d'accorder les deux conceptions, nous allons tenter de restituer l'histoire tectonique du terrain étudié, telle qu'il nous l'apprend, indépendemment des autres recherches.

Nous pouvons grouper en quatre subdivisions les mouvements subis par les couches rocheuses après l'époque permienne. Nous les passerons en revue par rang d'âge.

A. La formation de massifs surélevés et affaissés.

La faille de Mola et celle de Flès disparaissent toutes deux sous des charriages et sont par conséquent plus âgées que ces derniers.

En beaucoup d'endroits les couches rocheuses se trouvent en contact anormal sur des couches plus anciennes, en sautant une série, qui normalement eût du se trouver entre deux.

C'est ainsi que dans le Toazzo (C. f 4), les calcaires de l'Anisien

reposent immédiatement sur le cristallophyllien. Près de la cascade du Serio (C. g 6), des schistes du Collio se trouvent successivement sur du cristallophyllien, du Conglomérat basal, et des couches du Collio inférieur. Dans les deux cas les limites ont été très mylonitisées.

Nous ne parvenons pas à expliquer ces lacunes autrement qu'en admettant comme mouvement le plus ancien une formation de massifs surélevés et affaissés. Les failles produites par ce mouvement doivent avoir été orientées en sens N—S, ou NE—SW.

B. La formation de charriages et de failles renversées.

Après la formation des massifs surélevés et affaissés, le terrain s'est trouvé soumis à une pression à direction N—S ou NW—SE. Les sédiments se sont plissés et imbriqués. Au-dessus de Maslana on peut voir comment une des anciennes failles a été rejetée.

Les plus anciens mouvements avaient rendu la croûte terrestre non-homogène en sens horizontal, et nous pouvions donc nous attendre à trouver des traces de mouvements transversaux. Nous les trouvâmes en effet, mais en majeure partie très difficilement déterminables.

Les plans de failles renversées ont en général une inclinaison très forte. Ce phénomène peut s'être produit à la fin de cette phase ou au cours de la phase suivante.

C. Charriage et plissement en sens NE—SW.

Après la phase B, les mouvements doivent avoir pris davantage un caractère de plissements, et les forces doivent avoir été dirigées davantage en sens NE—SW. Il est curieux de voir, en effet, comment, à proximité surtout des décrochements transversaux, la direction des couches va en sens parallèle à la direction des failles. Ceci se constate p. ex. dans les décrochements transversaux des Miniere del Collo (C. g 5), et à l'Est du M. Pomnolo (C. g 5). A peu de distance des failles normales en sens NW—SE, le plongement des couches est en sens contraire à celui du retroussement (M. Sasna, faille de Mola). Pour finir on observe encore des failles renversées à orientation NNW—SSE dans les couches de Collio du Pomnolo et dans l'Anisien du ruisseau au-dessus de Lizzola Alta.

D. Les petits mouvements tardifs.

Parfois les limites de couches en pente abrupte se trouvent rejetées de quelques mètres suivant un plan très peu incliné. Des filons de porphyrite présentent des symptômes analogues (cf. p. 28). Ces mouvements sont donc très récents.

Nous devons également considérer comme appartenant à cette période finale, la formation de quelques failles normales verticales, quoique ces mouvements n'aient pas nécessairement été synchrones avec les précédents.

A. La formation de massifs surélevés et affaissés.

Nous devons nous imaginer le terrain initial partagé en cinq parties de niveaux différents. Quatre failles les séparent.

1. La faille de Mola. De ces quatre séparations la faille de Mola a été la mieux conservée. Au-dessus de Mola nous voyons les schistes cristallins du massif Est montrer des symptômes de retroussement. Les couches de Collio par contre s'inclinent, à peu de distance de là, en un sens contraire à celui auquel on s'attendrait. La faille a été charriée et déplacée, ce qui fait qu'il faut peut-être en chercher la continuation plus à l'Est, vers le sommet de la Redorta. Il y a en effet des indications en ce sens. La continuation vers le Sud est hypothétique. On ne sait rien quant à sa transition en la faille de Valcanale—Bondione.

2. La faille de la Valle Seriana. Cette faille est, elle aussi, facile à suivre. Les couches du Collio s'y trouvent tout le long en discordance sur le cristallophyllien. A l'Est de la Vigna Soliva, ce dernier se trouve même à la même hauteur que le Verrucano. Au Sud, dans la Valle Sedornia, nous pouvons estimer que cette faille se termine contre la faille de Mola, après avoir subi un changement de direction. La limite Nord-Est devra être cherchée hors du terrain étudié par nous. Les roches des environs du Rifugio Curó ont glissé du fossé du massif 2 sur les roches du massif surélevé voisin.

3. La faille de Valcanale—Bondione. Si la faille de la Valle Seriana est encore aisée à suivre, la limite Est du troisième massif ne l'est plus guère. Nous y avons affaire à la faille de Val-Canale—Bondione, déjà portée en carte par Porro (1903). Ici, les calcaires anisiens se trouvent parfois immédiatement sur ou contre le cristallophyllien, le Conglomérat basal, les couches de Collio, et le Verrucano. L'inclination de cette faille est très variable, et concurremment nous en voyons varier le type entre la faille normale et la faille renversée. Plus tard les calcaires ont évidemment été charriés de nouveau sur les roches du massif 3. C'est pour cette raison que cette faille, si facile à figurer, nous laisse néanmoins dans l'incertitude au sujet de l'emplacement de la faille originelle. Celle-ci doit évidemment être présente, mais n'a donc pas été figurée (profils J, G).

Au Nord du Toazzo on trouve des calcaires et des marnes qui doivent indubitablement être rangés dans le Servino supérieur et l'Anisien inférieur, et qui reposent immédiatement sur des schistes cristallins. Le relevé des diverses orientations du plan de contact comparé à l'affleurement près de Valbuona (C. f 5) démontre la grande variabilité de ce plan, plus grande même qu'elle n'a été figurée sur la carte. Quelquefois des indices de Collio furent trouvés dans ce plan.

La continuation vers le NE de la faille de Valcanale—Bondione passe peut-être en-dessous de Maslana où le Verrucano et le Collio sont en contact vertical avec les schistes cristallins. Cette ligne se poursuit encore, après un petit décrochement transversal, jusqu'à la Valle della Cascina (C. g 6). Là, bordant la route vers le Rifugio Curó, on trouve de nouveau des schistes cristallins avec un petit reste de Conglomérat basal en contact vertical avec des couches de Collio.

Ici un chevauchement a rejeté la faille. La faille normale en sens N—S et à inclinaison très forte, qu'on trouve au-dessus de

Baita Casinel (C. g 5) en est peut-être la continuation. Cette faille se poursuit jusque dans le terrain relevé par DOZY et TIMMERMANS (1935). Il faut remarquer en outre que dans notre terrain, le flanc Ouest se trouve au-dessus du flanc Est, contrairement à ce que disent ces deux investigateurs.

Mais si nous considérons que les couches au Nord du Lago del Barbellino s'inclinent vers le Nord au lieu du Midi, nous constatons que la ligne de l'affleurement comporte le mode de la faille tel que nous l'avons exposé ci-dessus. Le rejet vertical n'y est encore que de 400 m environ.

4. La faille de Flès. A l'Est, la limite du massif 4 est plutôt un système de failles qu'une faille simple. Près de Nona, au Midi, le rejet vertical est assez petit. De chaque côté, les roches ont réagi de façon indépendante aux pressions.

Près du Passo della Manina, par contre, le rejet vertical est très considérable, puisqu'on y trouve des calcaires de l'Anisien inférieur, droit contre les couches du Collio supérieur. Vers le Nord il nous faudra probablement continuer une ligne hypothétique jusque dans la Valle Seriana, vis-à-vis de Maslana. Elle plongerait donc par-dessous le charriage du Toazzo.

B. La formation de charriages et de failles renversées. [1])

Après que le terrain se fût partagé en massifs surélevés et affaissés, il s'est produit des pressions qui provoquèrent des charriages.

Le chevauchement de la Valle della Cascina. Le chevauchement de la Valle della Cascina est un des plus importants (C. g 6). On peut le suivre jusqu'au petit col au Nord du M. Gleno (C. j 6). Vers l'Est il est probablement en rapport avec la ligne de Gallinera de PORRO (1911).

Dans l'autre sens nous trouvons sa continuation près de Maslana, où la faille de la Valle Seriana a été rejetée. Encore plus vers l'Ouest, la figuration est hypothétique. Comme cela concorde avec le sens de la direction, il pourrait fort bien dans la suite se trouver en corrélation avec la faille normale figurée par DOZY et TIMMERMANS (1935) le long du Pizzo Tendina dans le Val Nero. Ceci nous ferait rejoindre le système du „Chevauchement Orobique''.

Dans le profil A nous avons montré que, conformément aux constructions et aux mensurations, l'inclinaison du chevauchement est très forte dans le Permien, d'environ 45° seulement dans le cristallophyllien.

Les chevauchements du Curó. Les chevauchement trouvés près du Rifugio Curó (C. g 6) sont très intéressants (Profil A). En montant vers la cabane par la grand'route, on voit, après avoir

---

[1]) Comme nous sommes bien obligés d'admettre que les plans de failles se sont redressés plus tard, il est difficile de dire si nous avons affaire à une faille renversée originelle ou bien à un chevauchement. Nous en avons admis la limite à 45° environ.

traversé le tunnel, apparaître les schistes des couches supérieures du Collio. Le plan-limite a été nettement dessiné par l'altération superficielle, et présente des traces de mylonitisation. En redescendant le long du sentier qui passe par la vanne du lac artificiel de Barbellino, on voit ces schistes surmonter du Conglomérat basal, puis, au Sud de la grande chute d'eau du Serio, ils reposent sur des schistes cristallins. Ces schistes du Collio n'ont jamais une inclinaison supérieure à 50°.

Dans la paroi de la chute on voit des schistes du Collio verticaux en contact avec du cristallophyllien. A l'angle Sud-Est du gradin médian de la chute on voit encore un restant de Conglomérat basal fortement mylonitisé. Vers le Sud-Est les couches de Collio en pente raide deviennent conglomératiques. La limite d'avec les couches plus horizontales longe une galerie par laquelle on peut grimper jusqu'au point près du Rifugio Curó où se trouve le pylône principal de l'ancien funiculaire. Il est à remarquer que les phénomènes de retroussement sont tels qu'il semble que les schistes inférieurs en pente douce se sont mus plus rapidement que les schistes supérieurs à forte inclinaison. Comme les couches du Collio inférieur changent en Collio supérieur au Sud du Rifugio Curó, près du tunnel de la grand'route, il est impossible de suivre le charriage le plus horizontal des schistes. Ceci empêcha de lui attribuer un âge par rapport à la faille normale verticale, considérée par ailleurs comme plus ancienne que le charriage en question.

Les failles renversées de la crête principale. Les couches de Collio du Pizzo di Coca et du Pizzo di Redorta abondent en zones de failles.

La monotonie de la roche, mais surtout la condition du terrain, rendirent impossible une figuration et une interprétation complètes. Seules les failles qui coupent les crêtes latérales présentent une bonne vue d'ensemble.

Cette partie du terrain rejoint celui qu'ont étudié Dozy et Timmermans (1935). A eux nous empruntons la continuation des grandes failles jusque dans le substratum.

La nature de notre terrain rendait cela très probable en effet, mais nous n'avons pu le démontrer nulle part. La limite entre le Cristallophyllien et le Permien a pu être évaluée parce que le rejet vertical de la faille de Mola peut être approximativement répéré (600 m env.) (Profils J, H). Les plans de failles présentent des inclinaisons particulièrement prononcées. On ne peut guère s'imaginer que ces failles auraient été produites par des pressions, alors que les couches du Collio auraient à peine bougé. Surtout si l'on pense que ces couches, comme il a été prouvé ailleurs, constituent un matériel extrêmement malléable (fig. 9). Il ne nous reste qu'à admettre un redressement ultérieur.

Toutes ces failles renversées présentent un plan incliné vers le Nord. Les symptômes de retroussement indiquent que la lèvre Nord doit se trouver au dessus de l'autre. La présence de Verrucano nous permet de le contrôler. Mais il n'en est pas ainsi dans la seule faille qui longe les restes les plus au Sud du Verrucano de la crête occidentale de la Valle Secorpa (Profils C, D).

En effet, la position du Verrucano nous montre que là la lèvre Nord se trouve au-dessous de l'autre. Cependant, à juger d'après la configuration des couches nous devons avoir affaire à une faille renversée, et nous devrions donc nous attendre au contraire. Nous avons par conséquent affaire, à une faille normale ancienne, dont le plan a fonctionné plus tard comme plan de faille renversée. Nous pouvons nous servir du mécanisme indiqué par DOZY (1935, *a*, p. 227) pour établir un rapport de cause à effet entre ces deux phénomènes.

Nous rencontrons encore quelque chose d'analogue dans le Verrucano de la crête située au Sud du Pizzo di Coca. Partant de la limite Sud du Verrucano et se dirigeant vers l'Ouest, court un ruisseau dans lequel on trouve une zone de mylonites qui suit un plan à discordance tectonique. Il n'est pas possible de suivre cette zone jusque dans la vallée plus à l'Ouest.

Les plissements de la Valle della Cerviera. Au Sud du chevauchement de la Valle della Cascina, dans la Valle della Cerviera (C. h 5), dans le M. Cimone (C. h 5), le M. Pomnolo (C. g 5) et le M. Toazzo (C. f 4), nous relevons des symptômes d'un très fort rétrécissement de la surface originellement occupée par les couches. Dans la première localité ce rétrécissement se manifeste surtout par des plissements. NANGERONI (1931 fig. 8) a visité cette partie du terrain et en a publié un profil. Ce profil est juste pour la partie au Sud du Monte Recastello (fig. 9). Il a très exactement observé le chevauchement de la Valle Cascina et la flexure synclinale (fig. 10) des environs de Sasna. Mais à l'examiner de plus près, on voit que la crête entre le M. Recastello et le Pizzo dei Tre Confini présente quelques synclinaux et anticlinaux. Les schistes du Collio du M. Gleno sont une continuation de ceux de cette crête.

La Valle della Cerviera ne nous donne pas toujours une limite nette entre ces plissements et le synclinal de Sasna. Vers l'Est cependant, cette limite prend de plus en plus l'air d'un charriage de Collio sur du Verrucano (près du Passo di Belviso).

Le chevauchement du M. Cimone (Profil A, B, C). Le long des petits lacs de la Valle Cerviera, s'étend une zone de dislocation, qui s'arrête net contre le chevauchement de la Valle della Cascina. Vers l'Ouest le chevauchement s'allonge jusqu'au sommet du M. Pomnolo (Fig. 11). Les couches sous-jacentes ont une tectonique de plissements propre, qui doit être en corrélation avec celle de la Valle della Cerviera. On trouve encore du Verrucano dans un des noyaux synclinaux.

Le chevauchement du Pomnolo (Profil L). Près des Miniere del Collo abandonnées (C. g 5), des roches du Collio se trouvent charriées sur du Verrucano et du Servino (Fig. 11). Le plan de charriage traverse aussi le Verrucano du flanc Nord du synclinal de Sasna. Ceci doit être la conséquence de mouvements ultérieurs. A celà aussi nous pouvons attribuer le fait que le Collio et le Verrucano qui se trouvent sous le charriage du Cimone se trouvent également au-dessus du plan de charriage du Pomnolo.

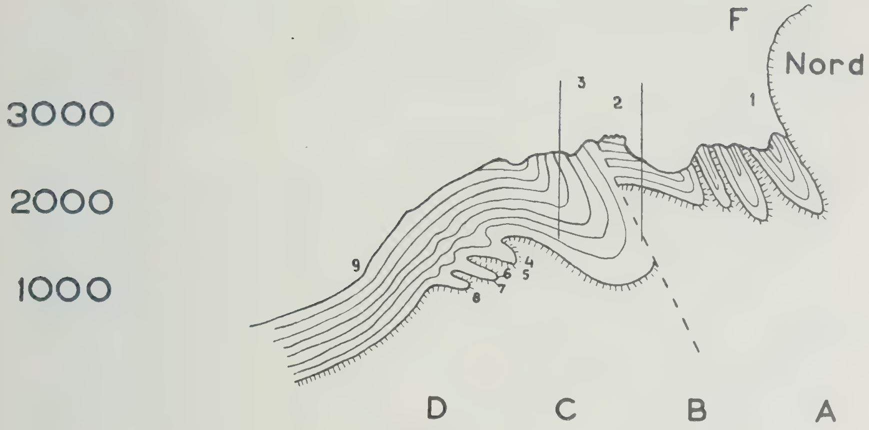


Fig. 8.

Coupe schématique entre Pzo del Diavolo et la Valle del Dezzo,
d'après NANGERONI (1931).
2. Pzo Recastello. 3. M. Gleno.
La tranche entre les deux lignes verticales est représentée par Fig. 9. Le Cristallophyllien est en blanc. Dans le Permien la stratification est figurée.

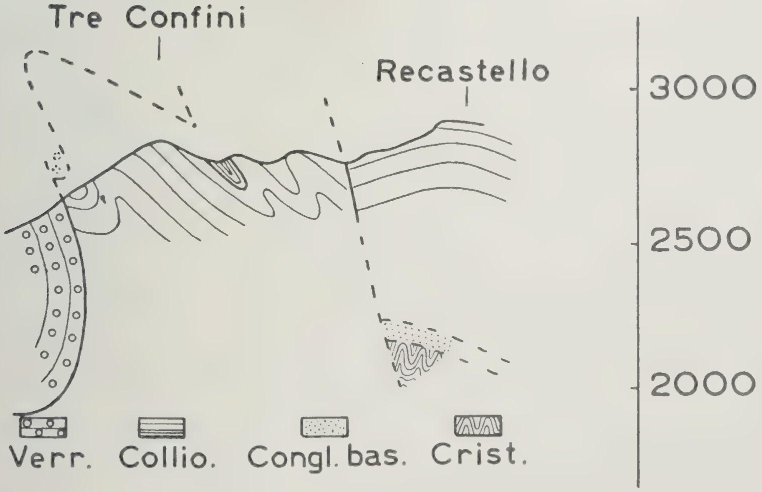


Fig. 9.

Coupe longitudinale de la crête entre Pzo d. Tre Confini et Pzo Recastello.
Echelle 1: 25.000.

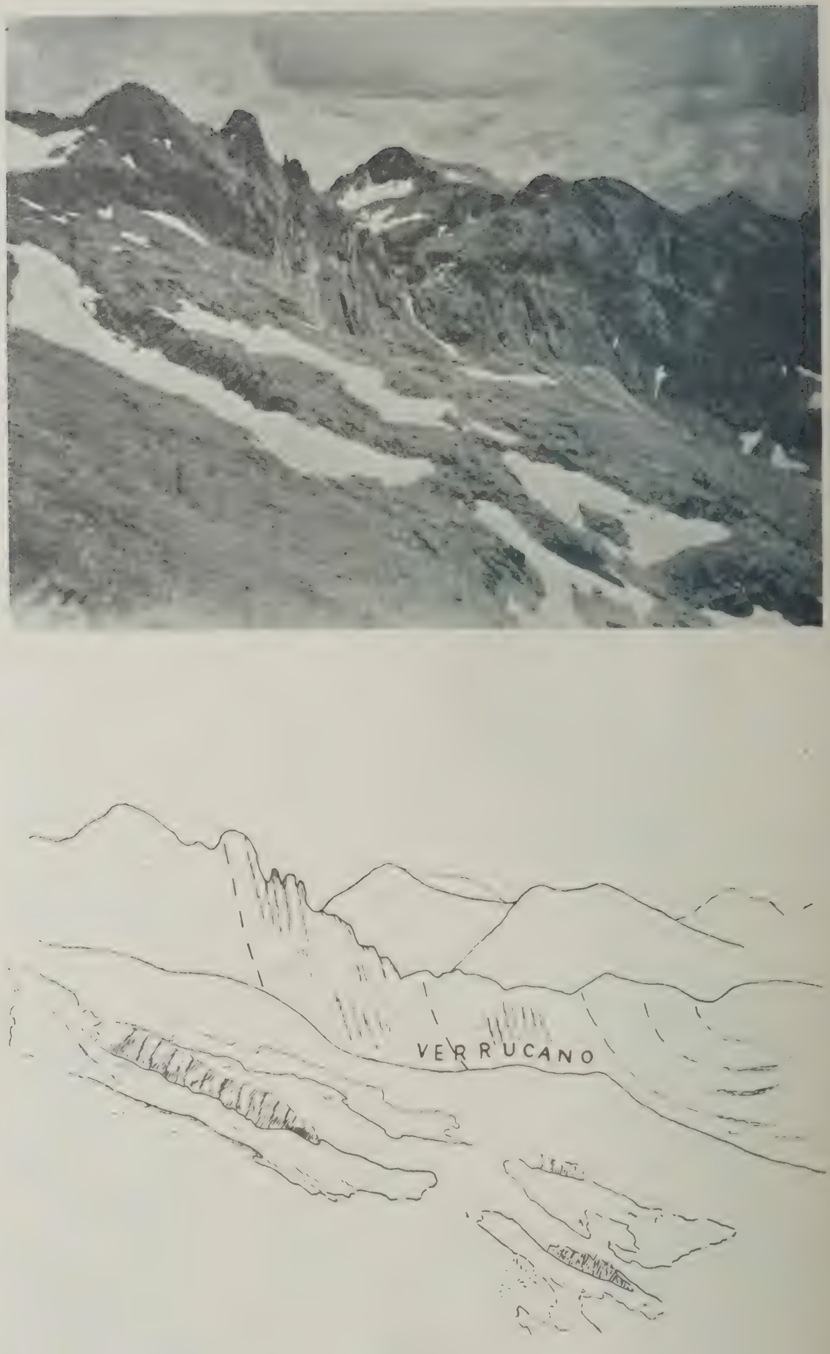


Fig. 10.

Flanc N.W. du synclinal de Sasna, vu du S.W.

Si nous considérons la faille normale au Sud de Maslana comme une continuation de la ligne Valcanale—Bondione, nous devrons chercher là la racine du chevauchement, contrairement au chevauchement du M. Cimone, qui doit se trouver en corrélation avec celui de la Valle Cascina.

Le chevauchement du Toazzo (Profils D, E, L) (Fig. 11). On trouve ici une succession normale Collio—Verrucano—Servino posée, en pente très raide, sur des calcaires appartenant à l'Anisien inférieur et au Servino supérieur. Près du Servino du versant Sud du Monte Toazzo, on trouve des calcaires qui ressortent manifestement de l'Anisien tout-à-fait inférieur. La limite, quoique breccieuse, en a été figurée comme étant normale. On a admis le plan de chevauchement un peu plus bas, le long de quelques bancs de calcite. Un horizon très fracturé de Verrucano—Servino se présente plus vers l'Est, aux environs de Passevra, tout contre, et, en partie, sur le Verrucano qui y fait corps avec le Collio. Tout près de Passevra, le Servino se rapproche fort de l'Anisien, et a été porté en carte comme tel.

Comme l'un et l'autre cas nous montrent apparemment le même horizon stratigraphique, le même mécanisme devra nous servir à les expliquer tous deux. Aussi sommes nous obligés de supposer que le chevauchement de Toazzo, qui fait angle avec la direction de l'ancien massif affaissé, a glissé ici contre et sur la roche de la paroi Est du massif 4. Des mouvements transversaux se firent évidemment aussi, par la force même des choses.

Une fois que le chevauchement de Toazzo eût été constitué, le Collio du M. Pomnolo le chevaucha à son tour, et les couches en furent très fortement comprimées. Les chevauchements transversaux prirent plus d'importance, et sont probablement en corrélation avec les irrégularités de la limite permo-cristallophyllienne, au Sud et à l'Est de Maslana.

En effet, des examens de détail révélèrent de petits rejets de cette limite verticale, suivant des plans orientés en sens NW—SE.

Il est difficile de désigner la provenance du paquet permien du M. Toazzo. Une provenance du massif 2 n'est guère possible, vu que la masse charriée du M. Pomnolo doit provenir d'un massif situé plus à l'Est. Il se peut que nous ayons affaire ici à une petite partie d'un phénomène beaucoup plus considérable, mais nous devons attendre pour en décider que les terrains au Sud du nôtre soient définitivement portés en carte.

Nous nous contenterons donc de mentionner ici quelques phénomènes que l'on peut observer le long de la ligne de Valcanale Bondione.

Nous remarquons d'abord que l'Anisien a, dans les grandes lignes, la forme d'un synclinal. En allant vers le Nord, on pénètre dans des couches de plus en plus anciennes, en pentes très raides. Ceci montre que le déplacement de la masse supérieure était dirigé vers le Sud par rapport à la masse inférieure.

Si nous suivons alors la faille de Valcanale—Bondione, nous con-

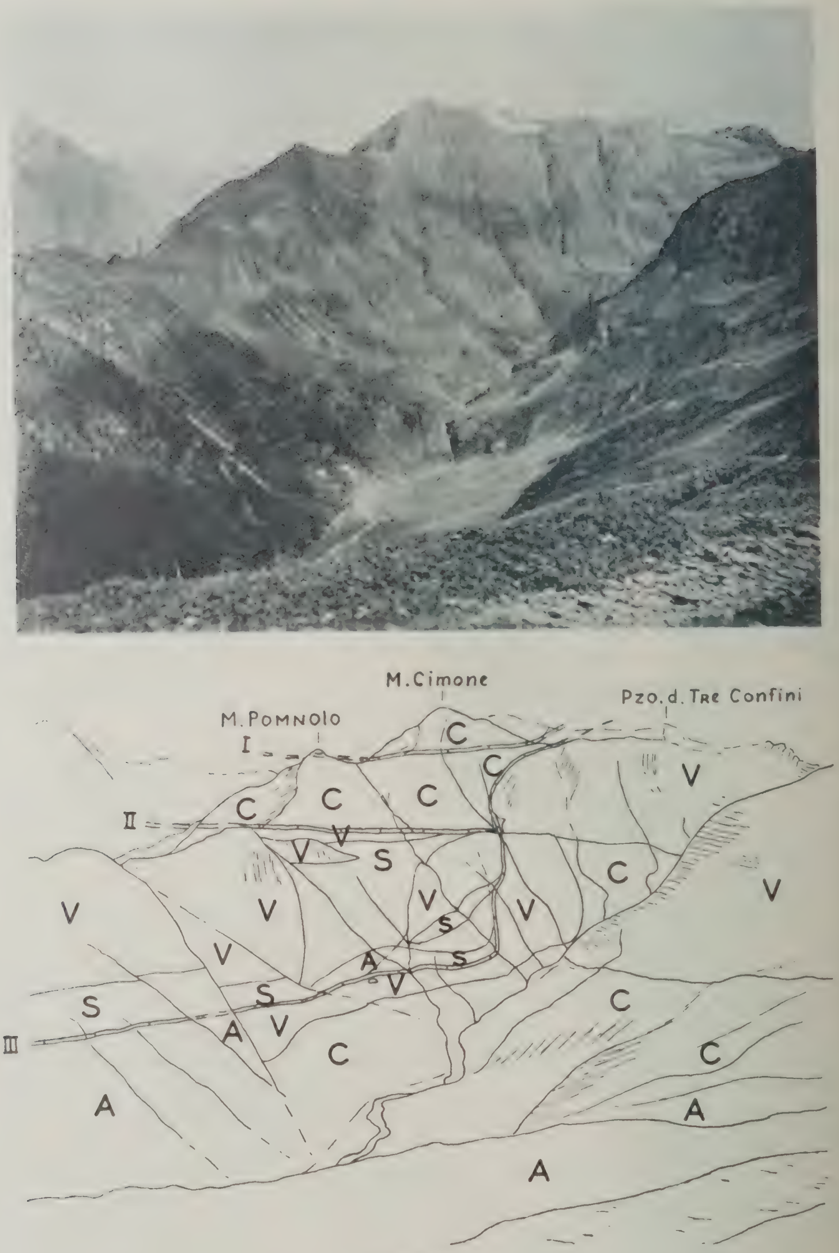


Fig. 11.

Vallée du F. Bondione. Vue prise du S.W., du Pso d. Manina.
I. Chevauchement du Cimone.
II. „ „ Pomnolo.
III. „ „ Toazzo avec continuation vers l'Est.
C = Collio. V = Verrucano. S = Servino. A = Anisien.

statons que partout les calcaires et les marnes de l'Anisien se trouvent sur du Permien et du Crystallophyllien. Ils doivent y avoir été charriés du massif 4 dans une période plus récente. Ces calcaires ont souvent une forte inclinaison. Près du sommet 2055, à l'Ouest de la Sponda Vaga (C. e 3, profil F), ils se présentent même en flanc inverse. Là en effet, les calcaires les plus à l'Ouest appartiennent à l'Anisien le plus ancien. Il faut remarquer que le plan de contact permo-calcaire n'y a qu'une faible inclinaison.

Près des Miniere della Vigna Soliva, on peut voir en plus petit comment les calcaires de l'Anisien inférieur ont été charriés vers le Sud-Est sur des marnes plus jeunes, en suivant des plans à faible inclinaison.

Le chevauchement des calcaires sur le Permien et le Cristallophyllien. Tout le long de la faille de Valcanale—Bondione, on peut observer que les calcaires ont été charriés sur du Cristallophyllien et du Permien inférieur. A l'Est de la Vigna Soliva on peut même voir qu'ils ont été projetés sur le massif 2, et recouvrent par conséquent complètement le massif 3. Il est intéressant de voir que ce sont toujours les couches anisiennes qui constituent ici la limite. Vu que l'on peut observer la faille à des niveaux pouvant présenter jusqu'à 1000 m d'écart, il faut bien que l'épaisseur de l'Anisien ait été accrue par des influences tectoniques. Près de Foppana (C. e 1), on peut également observer que les couches inférieures des calcaires charriés sur l'Esino ont été fournis par l'Anisien inférieur.

WENNEKERS (1930) a attribué la qualité de zone de glissement à divers horizons riches en marnes. Quoiqu'à un point de vue tectonique un peu différent, nous devons reconnaître cette propriété mécanique au Servino supérieur comme à l'Anisien supérieur.

Les calcaires du massif 4 ont été comprimés contre la faille ancienne. En même temps ils ont été charriés les uns sur les autres suivant des plans qui traversent surtout les couches anisiennes. Ces charriages se sont continués partiellement sur les couches de la lèvre soulevée de la faille.

Le profil G nous apprend que le massif 3 a chaviré vers l'Est. Un profil théorique à travers cette région ressemblera donc forcément beaucoup à celui que nous a donné DOZY (1935, *c*, p. 73, fig. 4).

La faille de Nona (Profil D). Dans la forêt au-dessus de Nona (C. h 3), au milieu des marnes du Servino, passe un bande de Verrucano. La limite Nord, à très forte inclinaison, fléchit légèrement vers le Sud, la limite Sud, elle, fléchit un peu vers le Nord. La bande présente donc une forme de coin. Le prolongement vers le bas de la limite Sud fournit l'interprétation représentée par le profil D.

Le massif 5 doit avoir été partagé à son tour en massifs. Une faille allant du Nord-Est au Sud-Ouest, passe par Crostaro (C. g 4), une autre, en sens à peu près NE—SW, passe près de Nona. La pression a fait chavirer ces massifs, et leur tectonique n'est pas en rapport direct avec celle du massif 4. Ceci explique la grande différence du

rejet le long de la faille de Flès. Par suite de ce renversement, un coin s'est détaché du bord Sud du petit massif de Sasna, et a été charrié dessus. Vers l'Est, des schistes du Servino font une suite normale au Verrucano, et le coin devient impossible à suivre. Vers l'Ouest, on ne lui voit point de limite. Une continuation de la faille de Flès en tient probablement lieu. Un examen plus approfondi de la Valle di Saline pourrait fournir une solution éventuelle.

L'imbrication de Bella Valle. Si d'une part les plans des failles renversées et des chevauchements de notre terrain penchent vers le Nord, ceux de Fontana Mora d'autre part, ainsi que de l'imbrication près de Bella Valle (C. h 4) s'inclinent vers le Sud.

Ces lames d'imbrication ont une inclinaison assez forte. On en distingue 3 dans la crête à l'Est de la Baita. Nous les avons portées en carte comme une seule faille renversée en donnant comme son rejet le total additionné des trois rejets.

Les décrochements transversaux. Comme la série rocheuse n'était pas homogène en sens Est—Ouest lors de la formation des chevauchements, nous pouvions nous attendre à trouver des décrochements transversaux. Nous n'avons cependant pas pu en répérer un bien grand nombre. Mais il est certain, qu'il y en a beaucoup plus.

A part le décrochement déjà mentionné à l'occasion du chevauchement de Toazzo (p. 43), on doit encore en admettre un comme limite Ouest du flanc anticlinal si curieux d'Il Corno (C. f 6, Profils B, E). En toutes les localités indiquées on observa une zone de mylonites ainsi qu'une discordance très nette. La nature de la roche diffère d'ailleurs aussi en général. En remontant, le décrochement devient de plus en plus indistinct. Dans nos profils nous avons considéré comme admis que les irrégularités de la limite collio-cristallophyllienne, à l'Ouest de la Valle Secorpa, sont dues à ce décrochement transversal.

C. Charriage et plissement en sens NE—SW.

Au cours de la phase précédente, la pression avait été orientée en sens NW—SE à N—S. Le terrain offre aussi des traces de forces agissant en sens NE—SW, qui provoquèrent quelques charriages. On les remarque surtout dans le versant Nord du M. Pomnolo, mais on n'y peut pas déterminer leur rejet stratigraphique, assez mince probablement.

Un chevauchement dans le Ladinien affleure très distinctement dans le ruiseau près de Lizzola Alta, juste là où il disparait dans la crevasse. Le sens en est NNW—SSE, et l'inclinaison et de 60° environ. Cette même orientation se rencontre fréquemment dans les calcaires du versant Nord du M. Toazzo.

Il faut remarquer surtout le versant Nord du M. Pomnolo (C. g 5) et le versant Sud du M. Sasna (C. g 4). Dans tous deux on voit très nettement le changement progressif et graduel de l'orientation. A l'Est, elle est à peu près NE—SW, et à l'Ouest, tout contre les failles et les décrochements transversaux orientés en sens NNW—SSE, elle leur

est parallèle. Près du M. Sasna, ceci coïncide avec un plongement axial vers l'Ouest (Profil K),.que l'on peut observer également dans le Verrucano du M. Tornone, à l'Est du Val Gleno.

Il faut bien admettre que ce plongement axial ait été provoqué par des forces tectoniques dans le sens de l'axe, puisque les calcaires, d'Esino près de Baita di Barbarossa constituent un synclinal renversé à axe en sens NNW—SSE (Profil K).

La surface de charriage recouverte par les couches de Collio du M. Pomnolo s'est de nouveau rétrécie plus tard. Il se peut que la faille qui va de Baita Casinel (C. g 5) le long du Verrucano du Pomnolo, se soit d'abord trouvée plus vers l'Est comme un décrochement transversal, pour n'apparaître que plus tard au-dessus du plan de charriage du M. Pomnolo.

Du fait que le chevauchement dans la crête à l'Ouest de Marifúnt (C. h 5), quoique se trouvant dans le prolongement de celui du M. Pomnolo, ne présente qu'un faible rejet, il appert que le plan de ce dernier chevauchement a encore fonctionné plus tard comme surface de mouvement.

La séparation entre les deux phases B et C n'est pas nette.

On ne peut malheureusement que suivre l'ordre indiqué de la succession des symptômes, si l'on veut pouvoir expliquer la tectonique du M. Toazzo, du M. Pomnolo et du M. Cimone.

D. Les petits mouvements tardifs.

Comme il a déjà été dit à la page 28, on est dans la nécessité d'admettre, après la formation des filons de porphyrite, des petits mouvements subséquents.

A ce stade appartient probablement aussi le chevauchement à plat des environs de Zuccotto (C. d 1, Profil G), de même que le petit rejet (de 10 m?) de la limite permo-cristallophyllienne à 1500 m à l'Est de Baita Zucchi (C. c 2). Dans les deux cas, les couches supérieures ont été déplacées vers l'Ouest par rapport à celles de dessous.

Les failles verticales qui coupent la crête du M. Sasna (C. g 4) doivent également dater de plus tard.

Le M. Calvera est entièrement hâché de failles normales. Les orientations principales en sont indiquées sur la carte. Leurs rejets sont minimes, mais donnent lieu à une formation très curieuse du sommet, qui présente, en très petit, une formation de massifs affaissés et surélevés.

Conclusions.

Ce qui frappe le plus dans le terrain que nous avons étudié, c'est le contraste entre la tectonique des sédiments triasiques et celle des sédiments permiens ensemble avec le Cristallophyllien. Les premiers offrent de forts plissements à flancs verticaux. La ligne d'orientation s'est adaptée à la limite du massif 4, et varie parfois très brusquement. On peut observer par conséquent, en de très nombreuses localités du terrain, des plissements autour d'axes à plongement très rapide, comme par exemple au Sud d'Asta Alta (C. e 3).

Dans la partie méridionale du terrain se trouvent de grands chevauchements à plans légèrement inclinés vers le Sud.

En contraste avec cette réaction violente des calcaires, nous voyons les sédiments permiens très proches au Midi, être encore relativement tranquilles.

Au Nord, dans la crête principale, la tectonique est dominée par des failles renversées parallèles, dont les plans de glissement sont inclinés vers le Nord. La tectonique de cette partie du terrain correspond donc avec celle des terrains examinés plus vers l'Ouest (p. ex.: Jong 1928, Dozy 1935, *a*).

Dans le Verrucano se rencontrent des galets, tant de matériaux permiens que de matériaux pré-permiens. Ces derniers révèlent en général des traces de cataclase, contrairement aux premiers qui en sont dépourvus. L'orogénie serait donc pré-permienne. Dozy la déduisit de zones de mylonitisation dans le Cristallophyllien, comme Tromp l'avait déjà fait.

Nous avons décomposé l'orogénie alpine en quatre phases. Dozy, lui aussi, a réussi à établir une succession déterminée de l'apparition des symptômes.

Le tableau ci-dessous facilite la comparaison:

J. J. Dozy (1935, *a*)	J. Weeda
	A. Formation de massifs surélevés et affaissés
2. Formation de synclinaux et d'anticlinaux	
3*a*. Formation de failles. Mouvements verticaux des massifs entre les failles. Les plans de failles s'aplatissent sous les pressions	B. Formation de failles renversées et de chevauchements
b. Compression et imbrication	
c. Compression plus violente et redressement des plans de faille.	C. Charriages et plissements. Force agissant en sens NNE-SSW.
	D. Petits mouvements tardifs.

A première vue les deux colonnes du tableau n'ont pas grand'chose de commun. La raison en est que dans le premier de ces deux terrains il a été insisté davantage sur d'autres symptômes que dans le second.

La phase A, observée dans la partie supérieure de la Valle Seriana, n'a pas été vue par Dozy. Bien qu'il estime la faille de Lago Rotondo comme déjà présente dans le Permien, nous pensons cependant n'avoir pas de raisons probantes pour attribuer un si grand âge à nos massifs affaissés et surélevés. Nous estimons que la phase A est en rapport avec la faille de Valcanale—Bondione.

Notre terrain ne nous a pas obligés à établir la phase 2 de Dozy. Elle doit avoir été présente dans la crête principale, au Nord de notre terrain, selon les profils de Dozy et Timmermans, pris dans cette crête. La phase 3 de Dozy correspond à nos phases B et C.

Nous avons exposé à la page 40 que nous avons en effet trouvé dans la crête, des symptômes dont l'origine nous est devenue claire grâce à la classification de Dozy qui subdivise la phase 3 en *a*, *b*, et *c*.

Dans notre terrain cependant ces symptômes se confinent dans la partie Nord.

La phase C nous a servi à analyser la tectonique du terrain au Sud du Serio. Dozy a également mentionné ce rapport entre le moment et la variation de la pression (1935, *a*, p. 226).

Selon lui, la force agissant en sens NNE—SSW a été en grande partie cause de la phase 3*c*, qui correspond donc à peu près à notre phase C.

VII. EXCURSIONS.

Nous voudrions recommander plus spécialement deux excursions aux touristes qui désireraient faire plus directement la connaissance de la géologie du terrain que nous avons étudié.

La première quitte Valbondione, pour nous conduire par le sentier à mulets jusqu'au Lago del Barbellino. Puis on prend par la Valle della Cerviera (C. h 5), pour aboutir au Pizzo dei Tre Confini, d'où l'on peut redescendre sur Lizzola Alta par le Lago di Sasna ou par Marifúnt, pour retourner à Valbondione par la grand'route. Si on préfère faire l'excursion en deux jours, on peut passer la nuit au Rifugio Curó.

La seconde excursion part également de Valbondione et va à l'Asta Alta (C. e 3) en passant par Lizzola Alta. On atteint ensuite le versant Ouest de la Valle Sedornia, en passant par Cavandola della Corna, pour redescendre sur Gandellino (C. a 2) en passant par Baita bassa Vigna Soliva (C. d 2).

1. La première excursion nous met rapidement en contact avec la tectonique du Monte Toazzo. Le sentier à mulets traverse d'abord des schistes cristallins. On en trouve un bel affleurement aux croisements du sentier avec les deux ruisseaux qui passent au Sud de Valbuona. En remontant le ruisseau le plus au Sud, on aperçoit à 75 m environ au-dessus du sentier, l'affleurement dans la paroi méridionale, du contact anormal des schistes cristallins avec les roches calcaires (1125 m). Le plan-limite présente naturellement une très forte mylonitisation. Les roches calcaires sont très fracturées. 50 m plus haut, à 1175 m, paraissent les roches du Collio qui ont donc de nouveau escaladé les calcaires. Ces roches du Collio, très fracturées elles aussi, sont traversées par un filon éruptif difficile à distinguer. En continuant à suivre ce sentier, on trouve dans l'ordre, juste à un coude brusque vers la Nord, du Cristallophyllien, des traces de Collio, des calcaires noirs et bruns et de la brêche de calcaire. Les roches calcaires sont très inclinées vers le N.E..

Il n'est guère certain que le Collio n'y provienne pas d'éboulis, alors que cela parait bien n'être pas le cas pour les calcaires, puisque nous les retrouvons un peu plus loin dans un petit ruisseau. A quelques mètres au-dessous du sentier, à 1100 m d'altitude environ, on voit affleurer le plan-limite des calcaires et du Cristallophyllien. Le sens et l'inclinaison en sont indiqués sur la carte. Si on remonte encore ce petit ruisseau on trouve du Collio à 1130 m. Entre ce dernier et les calcaires, on aperçoit une couche de Cristallophyllien très mylonitisé. d'environ trois mètres d'épaisseur. Cependant les limites entre les couches rocheuses n'affleurent pas.

En revenant par la route on retrouve encore une fois le Trias, à savoir dans le versant Sud de la vallée qui part du M. Pomnolo et passe au Nord de Valbuona. On trouve là des calcaires marneux noirs et bruns très altérés à la surface. Dans le ruisseau lui-même nous trouvons des couches de Collio, que nous côtoyerons jusqu'à un petit ruisseau juste au Nord de l'endroit où une avalanche rocheuse a bloqué la route. Arrivés là nous voyons le Collio en contact anormal fortement incliné avec des schistes cristallins.

Juste avant de pénétrer dans la Valle della Cascina, la route coupe de nouveau ce même plan, ce qui fait que nous voyons de nouveau du Permien.

Aux croisements de la route avec les deux ruisseaux près de la Valle della Cascina, on trouve un bel affleurement du chevauchement auquel cette vallée a donné son nom. Les schistes cristallins y ont escaladé le Collio. Celui-ci est très broyé, et est formé de roches à faciès volcanique (des tufs) et de conglomérats.

Après savoir quitté la Valle della Cascina, la route traverse pendant assez longtemps des schistes cristallins. On peut alors, pour atteindre le Rifugio Curó, choisir entre le sentier à mulets et le sentier qui, partant du coude le plus bas, passe par la vanne du lac artificiel de Barbellino. Dans le premier cas, on voit des roches volcaniques succéder au Cristallophyllien. Quelques failles de peu d'importance apparaissent à l'Est. Au passage du tunnel, la roche ressemble beaucoup aux quartzporphyres que l'on trouve ailleurs, mais les coupes-minces y révélèrent de nombreux tufs vitreux et cristallins. En suivant la grand' route, comme en passant par la vanne, on voit un chevauchement de schistes du Collio, mais la vanne en présente l'affleurement le plus net.

Du Rifugio Curó jusqu'à la Valle Cerviera, on ne traverse que des schistes du Collio avec de nombreuses failles. Là où la vallée a un gradin, on traverse de nouveau le chevauchement de la Valle della Cascina. Quand on se trouve dans la cuvette de Cerviera, on peut très bien voir un noyau synclinal formé de schistes, dans la crête qui passe au Nord-Ouest du Pizzo dei Tre Confini (fig. 9).

Tout près de ce pic on atteint le flanc Nord du synclinal de Sasna.

Il vaut mieux ne pas chercher à atteindre Marifúnt immédiatement de là, mais il est préférable de retourner dans la vallée en passant par le Lago di Sasna. En cours de route on voit des roches du Verrucano à la surface desquels on distingue parfois de très profondes stries glaciaires. En quittant Sasna pour Passevra, on passe près de schistes du Collio, au Sud du ruisseau. Tout près du sentier, ils sont en contact anormal très incliné avec des roches volcaniques. Ce contact se présente de nouveau au passage du T. Bondione.

Au-delà de Passevra, on passe près d'une brêche calcaire dans laquelle on a creusé une galerie. La roche contingue à l'Est présente des caractéristiques de l'Anisien inférieur. Le sentier traverse ensuite du Verrucano et du Collio jusqu'à un cône d'éboulis. Si on remonte ce cône, on laisse derrière soi des ruïnes de fourneaux à fusion abandonnés, droit au-dessus desquels on trouve encore de l'Anisien très net, présent également le long de la route jusqu'à Lizzola Alta. La

grand'route qui redescend de Lizzola Alta traverse du Cristallophyllien.

2. La seconde excursion nous fait suivre sur une grande distance la faille de Valcanale—Bondione. Le sentier qui va de l'Asta Bassa à l'Asta Alta, traverse le ruisseau à proximité de cette faille. Les roches calcaires y paraissent assez intactes près du plan de contact, quoique celui-ci soit assez fortement incliné. Le sentier traverse ensuite les calcaires marneux de l'Anisien. On atteint alors les couches de Buchenstein près de l'Asta Alta. Elles affleurent dans un petit ruiseau endessous de la Baita. Dans le cône d'éboulis à l'Est de la Baita, on trouve des nodules calcaires à ammonites. La Cavandola della Corna est appliquée contre de hautes collines de calcaire, provenant d'un très grand éboulement. Les roches volcaniques en ont également été transportées jusqu'à mi-chemin de Cavandola dell'Asta.

La Valle Sedornia permet l'étude de la faille de Valcanale—Bondione en de nombreuses localités. On peut facilement en remarquer le cours irrégulier ainsi que les fortes variations de sens et d'inclinaison.

En redescendant par la Baita Bassa Vigna Soliva, on remarque encore près d'une source, des traces de schistes cristallins et de Conglomérat basal. Les calcaires de l'Anisien les suivent immédiatement, pour s'arrêter à la grande faille. En descendant encore davantage, la route qui mène à Gandellino ne présente plus que quelques affleurements de Cristallophyllien.

VIII. BIBLIOGRAPHIE.

ARTHABER, G. v. Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. Frech's Mesozoicum, 2. Teil, Band 1, 1908, p. 223—391.

CAYEUX, L. Les roches sédimentaires de France. (Roches Siliceuses). Mémoires pour servir à l'expl. de la carte géol. dét. de la France. Paris, 1929.

COSIJN, J. De geologie van de Valli di Olmo al Brembo. Leidsche geologische Mededeelingen, Dl. II, 1928, p. 253—322.

CURIONI, G. Geologia. Milano, 1877.

DOZY, J. J. *a*) Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pzo. del Diavolo di Tenda. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VI, Afl. 3, 1935, p. 133—230.

—— *b*) Ueber das Perm der Südalpen. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VII, Afl. 1, 1935, p. 41—62.

—— *c*) Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VII, Afl. 1, 1935, p. 63—84.

—— et P. D. TIMMERMANS. Erläuterungen zur geologischen Karte der zentralen Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VII, Afl. 7, 1935, p. 85—109.

FRECH, F. Die Leitfossilien der Werfener Schichten. Result. d. wissensch. Erf. d. Balaton Sees. Teil I, Band II, 1912.

GRUBENMANN, U.—NIGGLI, P. Die Gesteinsmetamorphose, I. Algem. Teil. Berlin, 1924.

GÜMBEL, C. W. Geognostische Mitteilungen aus den Alpen, „Ein geognostischer Streifzug durch die Bergamasker Alpen.'' Sitzungsbericht. d. math. phys. Cl. d. K. B. Akad. Wiss. München, 1880.

HAECKEL, E. Report on the Radiolaria collected by H. M. S. Challenger, during the years 1873—1876. 1887.

HOFSTEENGE, G. L. La géologie de la vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. IV, 1931, p. 25—82.

JONG, W. J. Zur Geologie der Bergamasker Alpen nördlich des Val Stabina. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. III, 1928, p. 49—104.

KITTL, E. Die Gasteropoden der Esinokalke, nebst einer Revision der Gasteropoden der Marmolata-Kalke. Ann. d. K. K. Naturwiss. Hofmuseums. Band XIV, Heft 1, 2. 1899.

—— Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Result. d. Wiss. Erf. d. Balaton Sees. Band I, Teil II. Anhang. 1912.

KLOMPÉ, TH. H. F. Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. Diss., Leiden, 1929.

MILCH, L. Beiträge zur Kenntniss des Verrucano. I, II, Leipzig, 1892.

MOJSISOVICS, E. v. Ueber die triadischen Pelecypoden Gattungen Daonella und Halobia. Abh. K. K. Geol. Reichsanst. 1874.

—— Ueber heteropische Verhälltnisse im Triasgebiete der Lombardischen Alpen. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, 1880.

NANGERONI, L. G. Osservazioni sulla tettonica delle Alpi Orobie orientali. Boll. d. Società Geol. It. Vol. 50, 1931, Fasc. 2, p. 249—253.

PORRO, C. Alpi Bergamasche. Carta geol. rilevata dal 1895—1901 con „Sezioni geol.'' e „Note illustrative''. Milano, 1903.

—— Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane. Rendiconti R. Istit. Lomb. di Scienze e Lettere. Serie III, Vol. XLIV, 1911, p. 863—883.

—— Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica. Memorie del R. Istit. Lomb. di Scienze e Lettere. Classe d. Scienze Matem. e Nat., Vol. XXII—XXIII della Serie III, Fasc. V, 1933.

RÜST, J. Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Jura. Palaeontographica, Bnd. 31, 1885.

STAUB, R. Ueber granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Bernina Gebirge. Viertelj. d. Naturf. Gesellsch. Zürich, Bnd. 60, 1915, p. 71.

SUESS, E. Ueber das Rotliegende im Val Trompia. Sitzungsbericht. d. K. Akad. d. Wiss. Wien, Math. Nat. Classe, Band LIX, 1869, p. 107.

TAN SIN HOK. Over de samenstelling en het ontstaan van krijt- en mergelgesteenten in de Molukken. Jaarb. v. h. Mijnwezen in Ned. Indië, 1926. Verhandelingen, 3e ged.

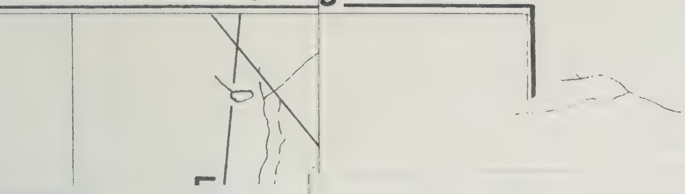
—— „Discoasteridae, Coccolithinae and Radiolaria''. Leidsche Geol. Mededeelingen, V, Feestbundel Martin, 1931, p. 92—114.

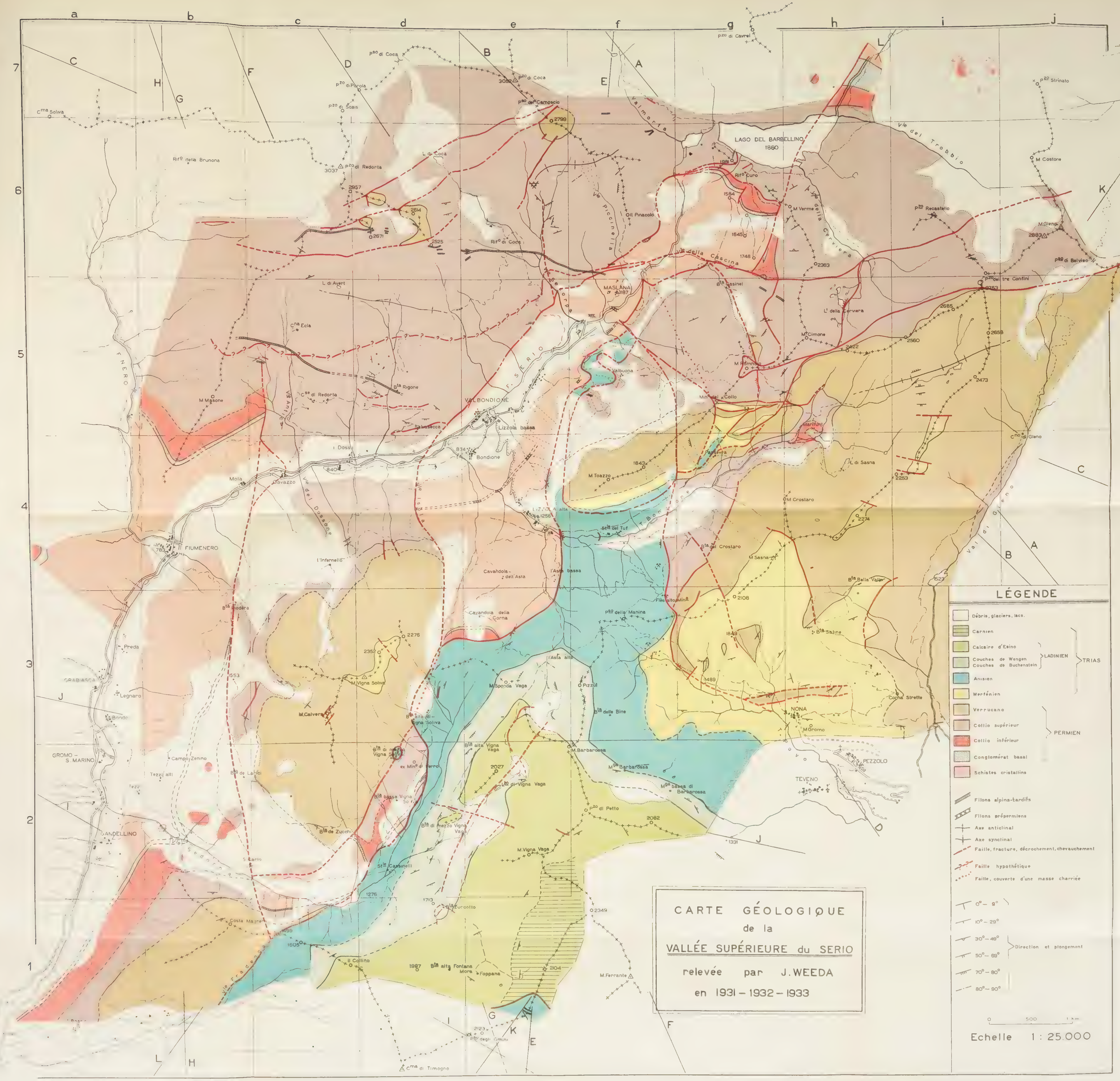
TROMP, S. W. La Géologie du Valle del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. IV, 1932, p. 123—320.

TRÜMPY, E. Beitrag zur Geologie der Grigna Gruppe am Comersee (Lombardei). Eclog. Geol. Helv., Vol. 23, No. 2, 1930, p. 379—487.

WENNEKERS, J. H. L. De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. III, 1930, p. 265—334.

—— The structure of the Bergamo Alps compared with that of the north-west Highlands of Scotland. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. IV, Afl. 2, 1932, p. 83—93.

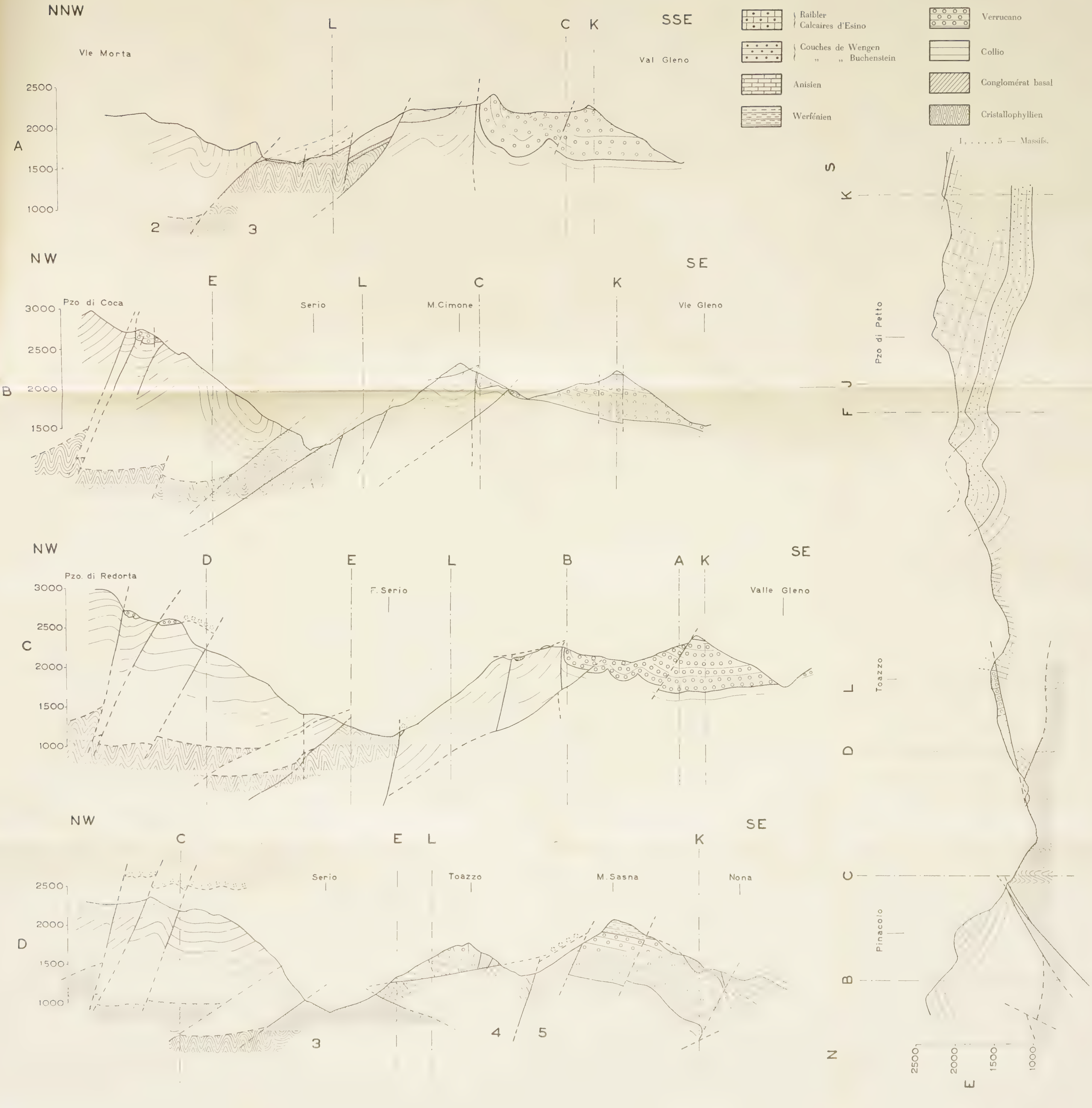


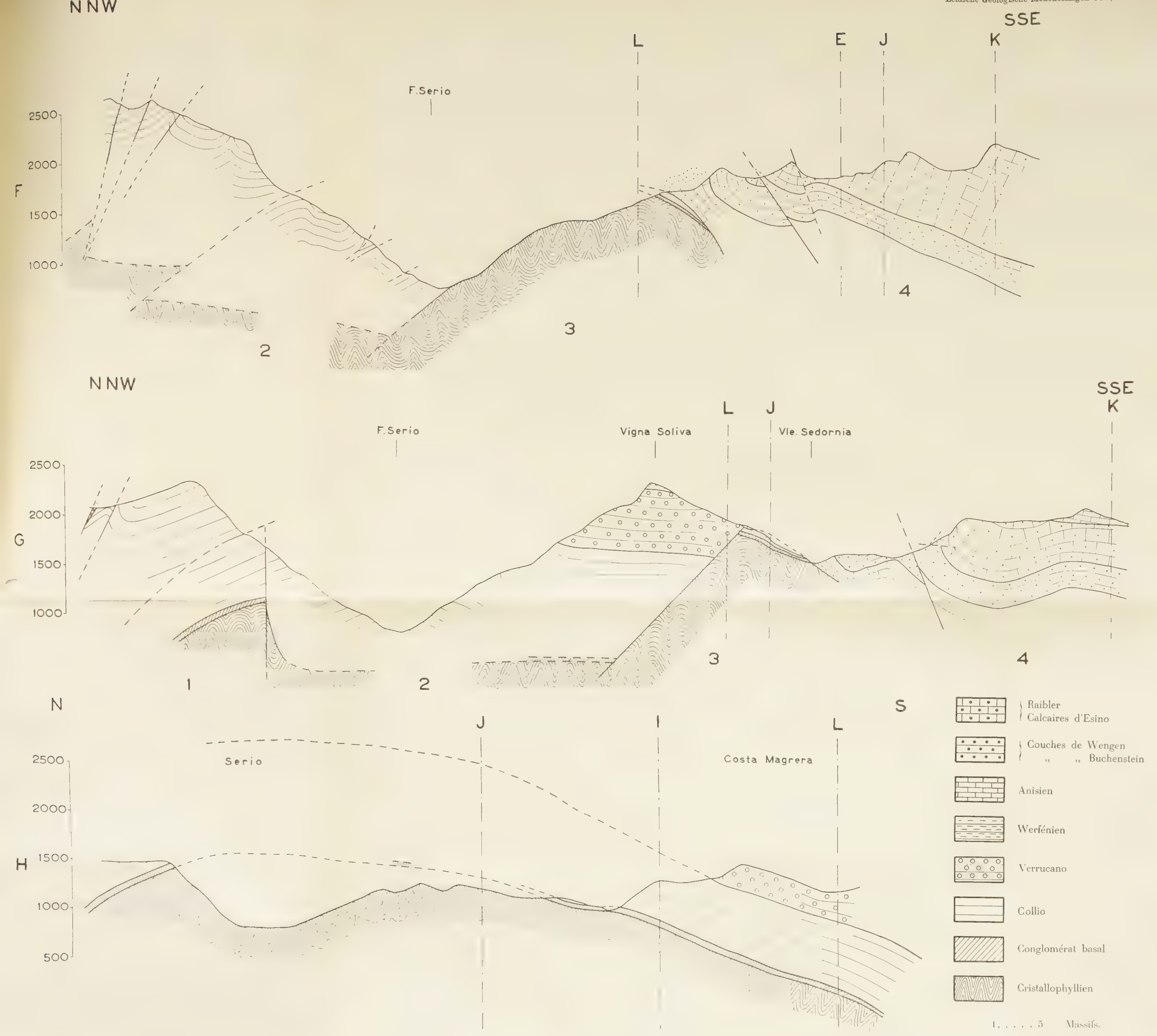

CARTE GÉOLOGIQUE
de la
VALLÉE SUPÉRIEURE du SERIO
relevée par J. WEEDA
en 1931 – 1932 – 1933
LÉGENDE
Débris, glaciers, lacs.
Carnien
Calcaire d'Esino
Couches de Wengen
Couches de Buchenstein
LADINIEN
TRIAS
Anisien
Werfénien
Verrucano
Collio supérieur
Collio inférieur
PERMIEN
Conglomérat basal
Schistes cristallins
Filons alpins-tardifs
Filons prépermiens
Axe anticlinal
Axe synclinal
Faille, fracture, décrochement, chevauchement
Faille hypothétique
Faille, couverte d'une masse charriée
0° – 9°
10° – 29°
30° – 49°
50° – 69°
70° – 80°
80° – 90°
Direction et plongement
0 500 1 km
Echelle 1 : 25.000
LAGO DEL BARBELLINO
1860
VALBONDIONE
FIUMENERO
MASLANA
Lizzola bassa
Bondione
NONA
TEVENO
PEZZOLO
GROMO – S. MARINO
GANDELLINO
Valmorta
F. SERIO
M. Vigna Soliva
M. Calvera
M. Barbarossa
M. Toazzo
M. Crostaro
M. Costone
M. Masone
Pzo di Coca
Pzo di Redorta
Pzo di Belviso
Pzo Strinato
Pzo di Cavrel
Cma Soliva
Cma di Timogno
Rifo della Brunona
Rifo Curo
Rifo di Coca

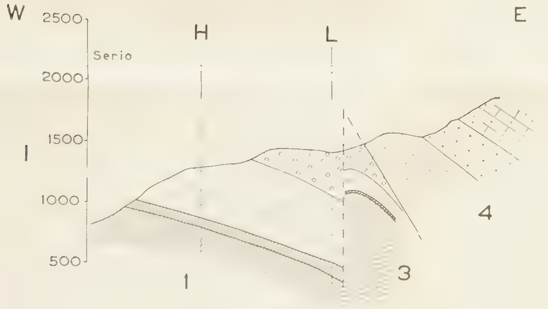
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA VALLÉE SUPÉRIEURE DU SERIO

Coupes A–E.

1 : 25000.







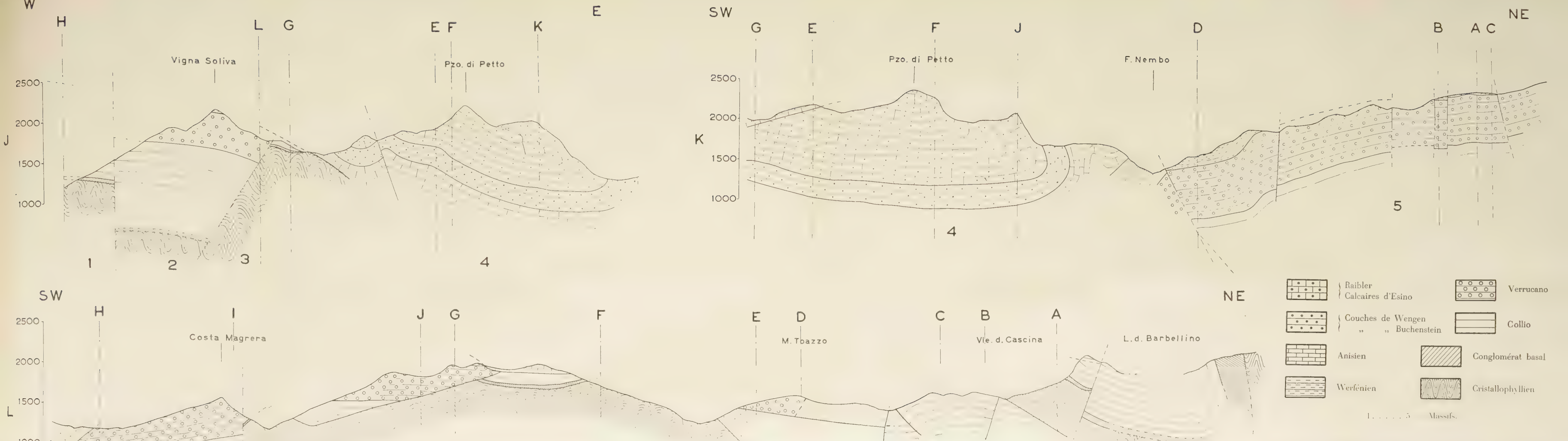
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA VALLÉE
SUPÉRIEURE DU SERIO

Coupes F – I.

1 : 25000.

F

L.



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA VALLÉE SUPÉRIEURE DU SERIO

Coupes J—L.

1 : 25000.

DIE GEOLOGIE VON CAMARENA DE LA SIERRA UND RIODEVA (PROVINZ TERUEL, SPANIEN)

VON

R. MARTIN Wz.

Mit Tafeln 5 und 6.

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

I. Einleitung 57

II. Stratigraphie 64
1. Buntsandstein (Permotrias) 64
2. Muschelkalk 66
3. Keuper 71
4. „Rhaet" 73
5. Infralias („Carñiolas") 75
6. Oberer Lias 76
7. Dogger 78
8. Malm 80
9. Wealden 82
10. Urgon 83
11. Jungtertiär 84
12. Quartär 89
13. Zusammenfassung 90

III. Eruptivgesteine 92
1. Ergussgesteine des Keupers 92
2. Ganggesteine des Keupers 96
3. Tuffe des Lias 100

IV. Mineralien 102
1. Sedimentäre Mineralien 102
2. Konkretionen und Drusenbildungen 106
3. Hydrothermale Mineralien 107

V. Tektonik 110
1. Das zentrale Triasgebiet 110
2. Die Muschelkalkschuppen nördlich von Camarena . . . 113
3. Keuper und „Rhaet" 120
4. Verwerfungen und Falten des Jura 122
5. Abschiebungserscheinungen im Jura 124
6. Kreide und Tertiär 139
7. Zusammenfassung 143

VI. Literaturverzeichnis 149

Abb. 1.

Uebersichtskarte 1: 1 000 000 der jüngsten geologischen Aufnahmen in den östlichen Keltiberischen Ketten.

1. R. Brinkmann 1929, 1: 250 000 (Lit. 11).
2. Instituto Geológico de España 1931, 1: 50 000 (Lit. 46).
3. G. Richter & R. Teichmüller 1931, 1: 100 000 (Lit. 71).
4. L. A. J. Bakx 1931—1933, 1: 25 000 (Lit. 4).
5. R. Martin 1933—1934, 1: 25 000.

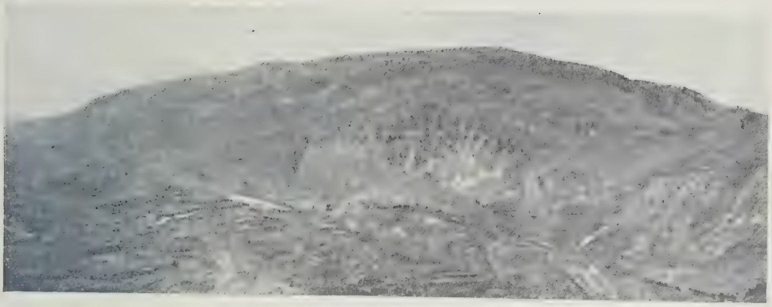


Abb. 2.
Camarena von Osten her, am Fuss der Truena mit der Ermita de San Pablo (1793 m.).

I. EINLEITUNG.

Als ich im Jahre 1933 ein Gebiet für meine Feldarbeit suchte, wählte ich auf Veranlassung von Herrn Dr. I. M. van der Vlerk die Gemeinde Camarena de la Sierra südlich von Teruel, wo G. R. J. Terpstra, damals Student der Geologie zu Leiden, im Sommer 1931 eine geologische Aufnahme angefangen hatte, welche er aber leider nicht beenden konnte. Die Kartierung wurde während zweier Sommer, jedesmal von halb Mai bis Ende August, ausgeführt. Im Jahre 1933 wurde der grösste Teil der Gemeinde Camarena bis zur Südgrenze des von Herrn L. A. J. Bakx bearbeiteten Gebiets aufgenommen, 1934 wurde das Gebiet dann erweitert zu einem Viereck, gelegen zwischen 40°4′15″ und 40°10′21″ nördlicher Breite, und 2°30′0″ und 2°41′33″ östlicher Länge von Madrid (= 1°11′15″ und 0°59′42″ W.L. von Greenwich). Das Gebiet westlich vom Bco. de Piqueras in den Gemeinden Camarena, Valacloche und Cascante, und das Stück nördlich von den Bcos. de la Hoz, del Contador und Faccioso war bereits von Herrn Bakx aufgenommen worden. Das tertiäre Kalkgebiet nördlich von Riodeva wurde in den Monaten Juli und August 1934 von P. G. Roodhuyzen, Student der Geologie zu Leiden, bearbeitet. Beide Gebiete wurden von mir des innigen Zusammenhanges wegen mit dem von mir kartierten Teil auf mehreren Ausflügen besucht und sind mit kleinen Aenderungen in die Karte eingetragen worden.

Da das Gebiet im allgemeinen leicht zu begehen ist, auch ausserhalb der unzähligen Pfade, konnte der grösste Teil von Camarena aus bearbeitet werden. Ein paar Wochen verbrachte ich in Riodeva, während einige zu weit von den Dörfern gelegene Strecken von vier Zeltlagern aus aufgenommen wurden. Das Aufnahmegebiet (vgl. Abb. 1) umfasst fast die ganzen Gemeinden Camarena de la Sierra und Riodeva, im Norden ausserdem von W. nach E. Teile der Gemeinden Libros, Villel, Cascante del Río und Valacloche, im Osten einen Teil der Gemeinde Puebla de Valverde, im Süden von E. nach W. Teile der Gemeinden

Arcos de las Salinas, Puebla de San Miguel und Ademuz. Die zwei letztgenannten Gemeinden gehören zu der Provinz Valencia, die übrigen zu Teruel. Westlich von dem Gebiet strömt der Río Turia (auch Río Blanco oder Guadalaviar genannt), im Osten liegt die Eisenbahnlinie Zaragoza—Teruel—Valencia mit dem Bahnhof Puebla de Valverde, mit dem Camarena durch eine Fahrstrasse verbunden ist. Vor wenigen Jahren wurde eine Strasse von Libros nach Riodeva gebaut, welche diesen Ort mit der Strasse welche dem Río Turia entlangführt verbindet.

Als topographische Unterlage wurden die Kartenblätter 590 (La Puebla de Valverde) und 613 (Camarena de la Sierra) des Instituto Geográfico 1:50 000 verwendet. Die bisweilen völlig fehlerhafte Wiedergabe der Höhenlinien machte eine erneute topographische Aufnahme mittels Kompass und Höhenmesser öfters notwendig. Besonders W. von Altamira (6′20″—31′0″), W. vom Cerro Negro (6′22″—35′3″), E. von den Simas (7′10″—37′49″) und am Bco. de la Dehesa (5′19″—41′18″) sind bedeutende Gipfel nicht auf der Karte verzeichnet. Der Ostabhang der Truena und der Norwestabhang der Javalambrekette (Los Vagos) sind viel zerschnittener als die Karte angibt. Die Höhenzahlen der Gipfel, deren Lage und Höhe von mir bestimmt wurden, sind auf der geologischen Karte zwischen Klammern gesetzt. Die Strasse von Libros nach Riodeva ist jünger als die Karte und musste daher neu aufgenommen werden. Weiter wurden viele topographische Namen mit Hilfe der Dorfleute neu in die Karte eingetragen, abgeändert oder verlegt.

Das Gebiet ist öfters von spanischen, französischen und deutschen Geologen besucht worden, wurde jedoch niemals in einem grösseren Massstab als 1:400 000 aufgenommen. Geologische Untersuchungen wurden, wie uns die historische Uebersicht bei Dereims (Lit. 26, S. 15) lehrt, in der Gegend von Riodeva zuerst angestellt von Braun (Lit. 10), der das Tertiär des Schwefelbergwerks von Libros eingehend beschrieb (1841). Eine Arbeit von Maestre, Descripción geognóstica y minera del distrito de Cataluña y Aragón (Anales de Minas, t. III, 1845) streift ebenfalls unser Gebiet; sie enthält ferner die erste Beschreibung des „Teruelits'' (S. 264). Ausführlichere Daten finden wir in der Arbeit von De Verneuil und Collomb (1852). Camarena und Riodeva werden von ihnen öfters erwähnt (Lit. 90, S. 92, 96, 102—103, 108, 111—113, 117, 137; Pl. 1, Fig. 2; Pl. 3, Fig. 8, 12) (Abb. 3). Nach De Verneuil waren es zuerst die spanischen Geologen, welche sich dem Studium dieser Gegend wittmeten. Ezquerra (Lit. 35, S. 392—393) beschrieb den Wealden der das Tertiär von Libros umgibt (1857). Vilanova (Lit. 92, S. 601, 631) erwähnt bei der Beschreibung der Provinz Castellón den Jura des Pico de Javalambre und hat vulkanische Gesteine („Diorit'') beobachtet zwischen diesem und dem Dorfe Camarena (1859). Der Beschreibung der Provinz Valencia (1882) fügt er eine geologische Karte bei, welche das Gebiet um Mas del Olmo enthält (Lit. 93, XIII, gegenüber S. 90). Zwei wichtige Arbeiten über die Provinz Teruel sind

leider in keiner holländischen Bibliothek anwesend: J. VILANOVA Y PIERA, Ensayo de una descripción geognóstica de la provincia de Teruel

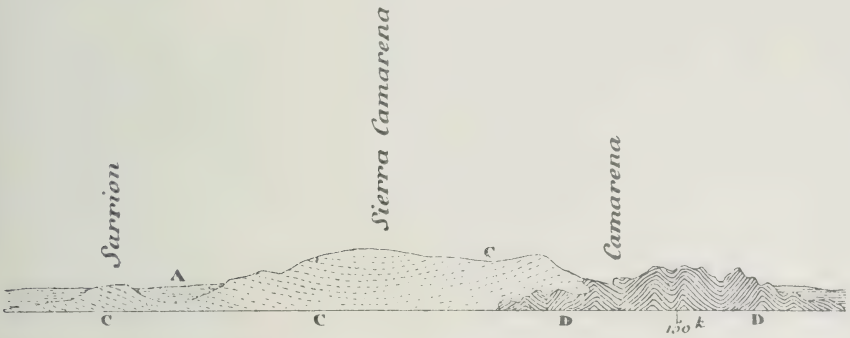


Abb. 3.

Ausschnitt aus dem Profil
Pl. 1, Fig. 2 von E. DE VERNEUIL und E. COLLOMB, 1852 (Lit. 90).
A = Tertiär, C = Jura, D = Trias.

(Madrid 1863) und D. DE CORTÁZAR, Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel (Bol. Com. Mapa Geol. Esp., t. XII, 1885) (Abb. 4). Ihre Befunde sind aber wohl zum grossen Teil erhalten in

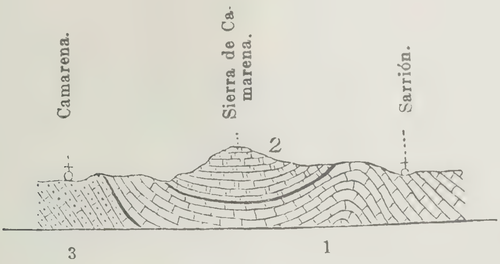


Abb. 4.

Profil von Camarena nach Sarrión,
nach D. DE CORTÁZAR, 1885 (aus Lit. 56, IV, S. 412, Fig. 61).
1 = Lias, 2 = Oxford, 3 = Trias.

der zusammenfassenden Arbeit von MALLADA (Lit. 56), und soweit mir bekannt entspricht die geologische Karte von Spanien 1:400 000, Blatt 29 (Lit. 45) ihrer Aufnahmen.

Nachdem drei Jahrzehnte lang die Gegend von spanischen Geologen bearbeitet worden war, wurde sie im letzten Jahrzehnt des vorigen Jahrhunderts wieder von Franzosen besucht. DEREIMS hat zwei Mal über unser Gebiet geschrieben. In seiner Arbeit von 1893 gibt er seine erste Karte 1:500 000, und spricht er u. A. von der Tertiärsenke Calatayud-Ademuz, zu der auch das Tertiärgebiet von Cascante und Riodeva gehört (Lit. 25, S. 316 u. A.). Seine zweite Arbeit (1898) läutet eine neue Periode in unserer Kenntnis der Keltiberischen Ketten ein. Das

Abb. 5—8.

Geologische Aufnahmen der Umgegend von Cascante del Río (CR), Valacloche (V), Cubla (CU), Camarena de la Sierra (CS) und Riodeva (R), Maszstab 1: 200 000. t = Jungtertiär, K = Kreide, Ko = Obere Kreide, C = Untere Oberkreide („Cretácico inferior''), Ku = Untere Kreide, G = Gault, W = Wealden, J = Jura, M = Oberer Jura, D = Mittlerer Jura („Jurásico inferior''), L = Unterer Jura, T = Trias, δ = Ophite.

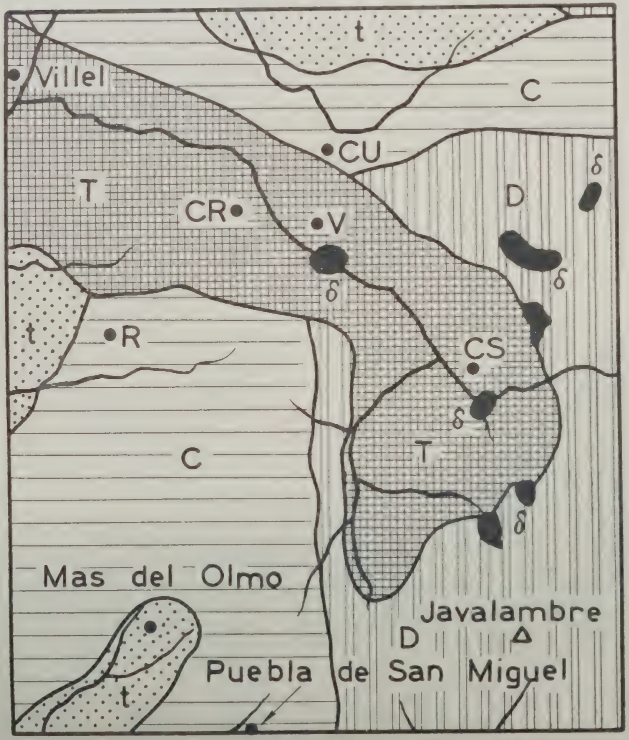


Abb. 5.

Ausschnitt aus der geologischen Karte von Spanien

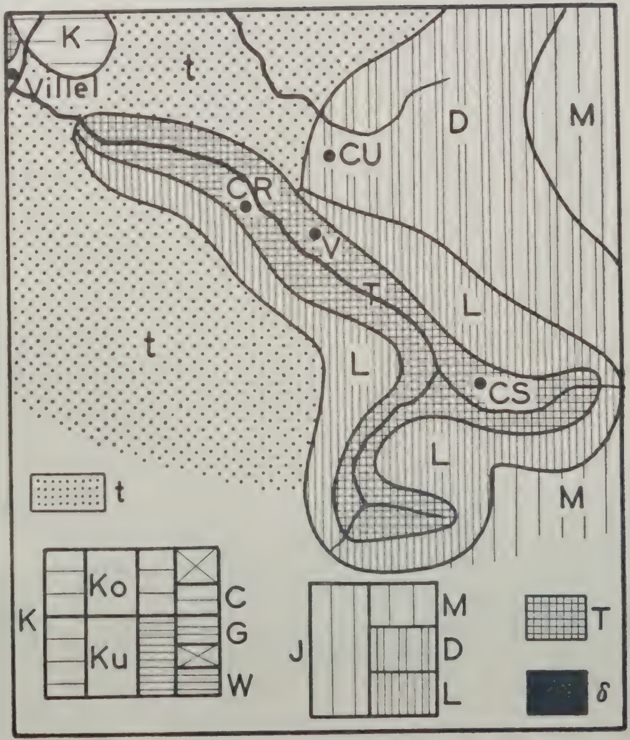


Abb. 6.

Ausschnitt aus der Karte von Dereims (1: 500 000) (Lit. 26).

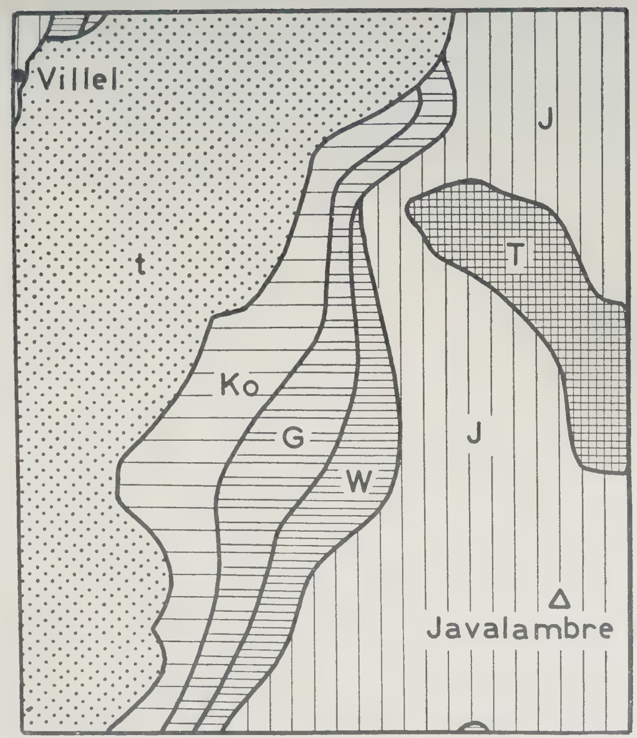


Abb. 7.

Ausschnitt aus der tektonischen Uebersichtskarte von RICHTER und TEICHMÜLLER (1: 900 000) (Lit. 71).

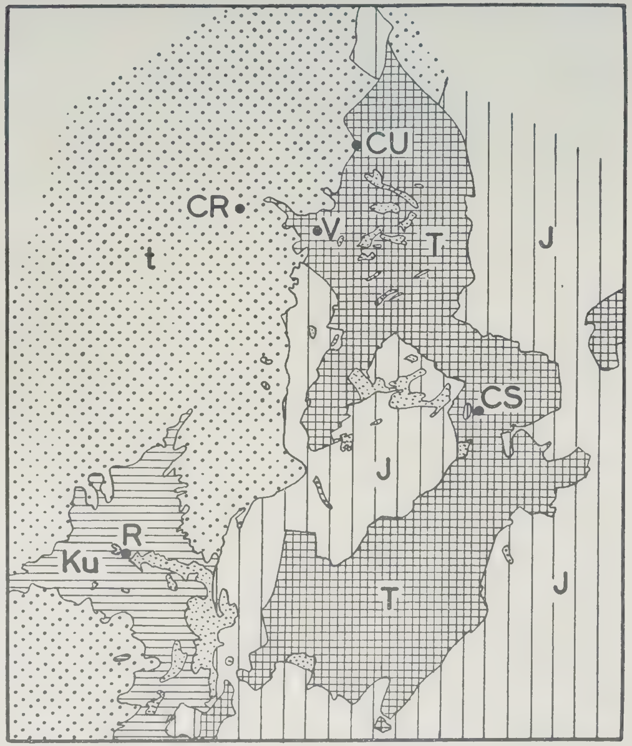


Abb. 8.

Zusammenstellung der geologischen Aufnahmen von L. A. J. BAKX (Lit. 4), R. MARTIN und P. G. ROODHUYZEN (1: 25 000).

Gebiet von Camarena, Mas de Navarrete und Valacloche und die Sierra de Javalambre werden verschiedene Male erwähnt (Lit. 26, S. 87—88, 91, 123, 143; Fig. 26[1])), das Tertiärgebiet von Libros und Riodeva wird ausführlich behandelt (S. 171—174, 176; Fig. 43).

Nach einer langen Pause erscheint 1930 zuerst wieder eine Arbeit, die unser Gebiet streicht. In der von H. Stille herausgegebenen Serie „Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete'', welche eine Fülle neuer Angaben und Einsichten besonders in tektonischer Hinsicht brachte, erschien eine Arbeit von Hahne, in der die östlichen Keltiberischen Ketten tektonisch gegliedert werden; der Javalambre wird hierin öfters erwähnt (Lit. 42, S. 6, 7, 9, 11, 33—34). Besonders wichtig ist die Arbeit von Richter und Teichmüller (1932, Lit. 71) über die gesammten Keltiberischen Ketten; unser Gebiet wird hier jedoch nicht besonders erwähnt.

Schliesslich ist noch zu bemerken, dass das spanische geologische Institut vor einigen Jahren angefangen hat diese Gegend zu bearbeiten. Bisher wurde nur das Blatt Teruel (Lit. 46) veröffentlicht.

San Miguel de la Cámara (Lit. 80) und J. Marcet Riba, Les lleis de macla dels feldespats de vàries roques de Camarena, Bagur, Ferragut i Eivissa, determinades pels mètodes universals de Fedorow (Buttl. Inst. Cat. Hist. Nat., 2. Sèrie, vol. III, no. 9, 1923) beschrieben einen „Albitdiabas'' von Camarena.

Zwei spanische paläontologische Werke: J. Royo y Gómez, El mioceno continental ibérico y su fauna malacológica (Com. Invest. Pal y Prehist., Mem. 30, 1922) und F. Roman, Fauna caloviense del mineral de hierro de Sarrión (Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. geol., 23, 1923), und das mineralogische Werk: S. Calderón, Los Minerales de España (Madrid 1910) konnte ich in keiner holländischen Bibliothek erhalten.

In den Abb. 5—7 sind die älteren Aufnahmen vergrössert im Massstab 1:200 000 wiededgegeben. Abb. 8 zeigt zum Vergleich die Resultate der neuen Aufnahmen von Bakx und mir; nordöstlich des Gebiets von Bakx habe ich noch etwas Trias, Jura und Tertiär eingetragen, das wir auf einigen Orientationszügen in diesem Gebiet beobachtet haben.

Fräulein C. M. Koomans war so freundlich, einige chemische Analysen für mich auszuführen und einige Mineralien zu bestimmen, wofür ich ihr an dieser Stelle meinen herzlichen Dank ausspreche.

Der rege Gedankenaustausch mit meinem Kollegen L. A. J. Bakx, der das Gebiet nördlich von Camarena geologisch bearbeitet hat, hat viele fragliche Punkte verdeutlicht. Die Zusammenarbeit mit den Herren P. G. Roodhuyzen, F. G. Engelberts, G. L. Krol, H. C. A. Swolfs und W. A. Visser hat einen Teil der Aufnahme wesentlich erleichtert. Den Dörflingen und der Guardia Civil von Camarena sowie den Landmessern des Kadasters bin ich für ihre Hilfe und Freundschaft sehr

---

[1]) Dieses Profil liegt wohl im Gebiet Bakx bei L-XII-17-8; Unterer bezw. Oberer Muschelkalk sind dabei für Infralias bezw. Charmouthien gehalten worden wegen ihrer Lage über dem Keuper.

verpflichtet. Herrn W. F. TEGELAAR gebührt grosse Anerkennung für die akkurate Ausführung der Zeichnungen.

Abkürzungen.

N = Norden, E = Osten, S = Süden, W = Westen.
Bco. = Barranco, Fte. = Fuente, Erm. = Ermita.

$\frac{231}{10}$ = Einfallsrichtung N. 231° E., Fallen 10°. Streichen = Einfallsrichtung ± 90°.

$\frac{90}{125} = \frac{270}{55}$ bei umgekehrter Lage der Schichten.

7′31″—33′18″ = **40**°7′31″ N. Breite und **2**°33′18″ E. Länge von Madrid.

Abb. 9.
Die Sierra de Javalambre von Norden her, mit dem Chaparrosa-Gipfel (2002 m.). Unten rechts das Balneario.

II. STRATIGRAPHIE.

1. Buntsandstein (Permotrias).

Die tiefsten zwischen Camarena und Riodeva aufgeschlossenen Sedimente gehören zu einer Serie von roten Sandsteinen. Da über ihnen Kalke, Dolomite und Mergel folgen, welche eine Muschelkalkfauna enthalten, liegt offenbar untere Trias vor. Nach WURM (Lit. 99) fällt das Gebiet von Camarena in die „zentrale Zone'' des iberischen Triasgebiets, welche von allen Zonen die germanische Dreiteilung der Trias am besten erkennen lässt. Die spärlichen Fossilfunde scheinen darzutun, dass die Unterscheidung von Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper in Zentral-Ost-Spanien aus petrographischem Gesichtspunkte auch in paläontologisch-stratigraphischer Hinsicht wohl ungefähr zutrifft. Nur gehört nach JACQUOT (Lit. 47, S. 403 ff.) der „Buntsandstein'' noch zum Perm. DALLONI (Lit. 3, S. 8—9) fand an der Basis in den östlichen Pyrenäen eine typische Unterpermflora; Perm und Trias sind hier durch eine deutliche Diskordanz geschieden, petrographisch sind dieselben jedoch gleichartig entwickelt. Man spricht also besser von „Permotrias'' (DOUVILLÉ, Lit. 31, S. 38) als von „Buntsandstein''.

In unserem Gebiet ist nur der obere Teil der Permotrias aufgeschlossen; wir haben daher wahrscheinlich nur mit dem triadischen Anteil, dem Buntsandstein, zu tun. Wenn die Höhenkurven der topographischen Karte an dieser Stelle richtig sind, ist der Buntsandstein am Bco. de la Colgada (5′10″—37′20″) von etwa 1590 bis etwa 1785 m. Höhe aufgeschlossen, was, die Neigung der Schichten in Betracht genommen, einer Mächtigkeit von 245 m. entspricht. Ueber dem Wasserfall in der Rambla de los Amanaderos (6′8″—34′59″) sind etwa 155 m. Buntsandstein aufgeschlossen, über dem Wasserfall im Bco. del Aca Fuerte (6′42″—35′55″) ± 125 m. An diesen drei Stellen, wo der Buntsandstein am tiefsten aufgeschlossen ist, bricht jedesmal eine Verwerfung den Aufschluss ab; des Liegende des Buntsandsteins kommt somit nirgends zum Vorschein.

Die Hauptmasse des Buntsandsteins wird gebildet von roten mehr oder weniger grobkörnigen Sandsteinen mit deutlicher Kreuzschichtung, deren Banken meistens ein paar dm. stark sind. Bisweilen sind dünngeschichtete rote Tonschiefer eingeschaltet, oder die Sandsteine enthalten kleinere oder grössere Tongallen. Auch rote Tigersandsteine kommen vor. Gerölle wurden nirgends beobachtet. Der Glimmergehalt der Sandsteine ist sehr wechselnd; er kann sehr beträchtlich sein. Einige Male wurden Wurmspuren und fossile Regentropfeneindrücke beobachtet. Inmitten der roten Sandsteine kommt im unteren Teil des Bco. del Aca Fuerte eine graue glimmerarme Sandsteinschicht vor; etwas höher befindet sich eine Kugelschicht mit kalkigen, in rotem Sandstein eingebetteten grauen Sandsteinkugeln.

Ueber diesem roten Sandsteinkomplex folgt eine überwiegend gelbweiss gefärbte Serie. Im Bco. del Aca Fuerte S. von der Casa de los Prados (6′40″—36′40″) liess sich folgendes Profil aufnehmen (Mächtigkeiten in cm.):

Hangendes: (Unterer Muschelkalk)	20	Gelber dolomitischer Sandstein mit Tongallen.
	30	Hellgrauer, sehr dünngeschichteter mergeliger Kalkstein.
	240	Gelber dolomitischer Sandstein mit Tongallen.
	220	Weisser Tigersandstein mit Tongallen.
	40	Hellgrauer Sandstein.
	120	Weisser Tigersandstein mit Tongallen.
	800	Weisser, auch dunkelroter Sandstein mit grünlichen Mergelbändern.
	60	Grünlich-rote mergelige Schicht.
	120	Roter, weisser und grauer Tigersandstein.
	60	Grünlich-rote mergelige Schicht.
	110	Roter, weisser und grauer Tigersandstein.
	5	Grünlich-rote mergelige Schicht.
Liegendes:	roter Buntsandstein.	

Wir können daher unterscheiden:

(2)	1535	Weisse und rote Sandsteine mit mergeligen Einschaltungen.
(1)	>23000	Rote Sandsteine.

Die Uebersicht von Wurm (Lit. 99) lehrt uns, dasz überall der Buntsandstein mit einem Basalkonglomerat anfängt. Dieser ist in unserem Gebiet nicht aufgeschlossen. Die Gliederung des Buntsandsteins ist nach Tricalinos (Lit. 89, S. 417—421):

D. Zone des Oberen Sandsteins (feinkörnig, bisweilen mit Gips) („Röt").
C. Zone des Oberen Konglomerats.
B. Zone des Unteren Sandsteins.
A. Zone des Unteren Konglomerats (Basalkonglomerat).

Richter und Teichmüller (Lit. 69, S. 55—57; Lit. 71, S. 6) unterscheiden:

3. Röt (sandig-tonig bis mergelig, bisweilen mit Gips).
2. Hauptbuntsandstein (Sandsteine mit Geröllen und tonige Sandsteine).
1. Basalkonglomerat.

Unsere Schichtfolge (2) entspricht offenbar dem sog. Röt. Eine ähnliche Entwicklung zeigen die Schichten 7—13 (Zone D) bei Torres NW. Albarracín (Lit. 89, S. 418). Anderswo treten weisse Sandsteine aber auch tiefer im Profil auf, so z. B. bei Chelva (Lit. 34, S. 17—20); nach WURM (Lit. 98, S. 50) hängt diese weissliche Ausbildung des Buntsandsteins mit der Pflanzenführung zusammen. Die Schichtfolge (1) entspricht dem Hauptbuntsandstein RICHTER's; eine „Zone des Oberen Konglomerats'' lässt sich im Gebiet von Camarena nicht erkennen.

Fossilien haben wir nicht auffinden können. Von verschiedenen Autoren werden aber charakteristische Buntsandsteinpflanzen, Chirotherienfährten usw. aus diesen Schichten erwähnt.

2. Muschelkalk.

Ueber dem Buntsandstein folgt eine Serie von Kalksteinen und Dolomiten mit stellenweise zwischengeschalteten Mergeln, die nach ihrer petrographischen Beschaffenheit dem germanischen Muschelkalk sehr ähnlich ist und deshalb als solcher bezeichnet werden soll. Der Muschelkalk ist im Kartengebiet reichlich vertreten, und zwar 1. im Nordosten, wo er von seiner Unterlage losgelöst und schuppenartig dem Keuper aufgelagert ist, und 2. in der Mitte des Gebietes, wo er normal den Buntsandstein überlagert.

An der Südseite des Bco. de la Hoz (9′30″—38′30″) konnte in der oberen Muschelkalkschuppe ein vollständiges Profil aufgenommen werden. Die Mächtigkeiten sind in cm. angegeben; Zahlen zwischen Klammern deuten auf Mächtigkeiten, an anderen Stellen des nordöstlichen Muschelkalkgebietes an der gleichen Schicht gemessen.

Hangendes:			Rote und graue Tone des Keupers.
(15)	450	(200)	Gelbige und rötliche mergelige Kalke oder gelbige Mergelkalke mit roten Kalkadern, z. T. zellig, obenan durchadert mit Calcit.
(14)	1200	(890)	Graue und schwarze, z. T. auch gelbe oder rote schiefrige oder bröckelige Mergel (bisweilen Tone) mit zwischengeschalteten, 20—100 cm. mächtigen gelben Kalkschichten, welche bisweilen *Gastropoden* führen. Stellenweise ist eine bis 360 cm. mächtige Kalkbank entwickelt.
(13)	290	(350)	Dünngeschichtete schwarze Kalke und Wellenkalke mit *„Fucoiden''* u. a. Problematica, *Myophoria laevigata* GOLDF., *Gervillea costata* (v. SCHLOTH.), *Lingula tenuissima* BRONN, *Cidaris* sp., *Crinoiden*-Stengel, usw.
(12)	390	(400, 360, 280)	Dickgebankte schwarze Kalke, an der Basis dünngeschichtet.

(11)	1450 (1140)	Graue und gelbige, schiefrige oder bröckelige Mergel mit zwischengeschalteten, 10—270 cm. mächtigen, gelben oder grauen, bisweilen fossilführenden Wellenkalkbänken. Zuunterst liegt oft eine gelbige, plattige oder wellige Kalkbank, welche die grauen Kalke von (10) nach oben abschliesst. In dieser Schicht kommt bei (O-XIV-15-10) und (R-XVI-2-8) im Gebiet BAKX' *Daonella franconica* (v. SANDB.) TORNQ.[1]) vor.
(10)	1760	Gut geschichtete bis dickgebankte Wellenkalke.
(9)	800	Gut geschichtete Kalke mit weiten Wellenfurchen, wechsellagernd mit sehr dünnen Mergelschichten.
(8)	1280	Dickgebankte Dolomite.
(7)	2000	Gut geschichtete, unten dünngeschichtete Wellenkalke.
(6)	55	Sehr dünngeschichteter mergeliger Dolomit.
(5)	830	Gut geschichtete bis dickgebankte Wellenkalke.
(4)	60	Schwarzer bröckeliger Mergel.
(3)	40	Flach geschichteter Dolomit.
(2)	560	Dünngeschichtete Wellenkalke.
(1)	170	Konglomeratischer Kalkstein mit undeutlichen Fossilresten (?).
Liegendes:		Schichtenfolge (14) der unteren Muschelkalkschuppe.

Das Profil lässt eine deutliche Drieteilung erkennen:

(15)—(11)	3780	Mergel mit zwischengelagerten Kalkbänken, welche öfters eine gelbe Farbe haben und manchmal Fossilien enthalten.
(10)—(7)	5840	Dolomite und Wellenkalke, fossilleer.
(6)—(1)	1715	Dolomite und Wellenkalke mit wenigen mergeligen Einschaltungen und an der Basis Fossilresten (?)

Die Schichtenfolge (1)—(10) bezeichne ich als Unteren, (11)—(15) als Oberen Muschelkalk.

Im Bco. del Aca Fuerte südlich der Casa de los Prados (6′40″—36′40″) konnte ein Profil aufgenommen werden, das den oberen Buntsandstein und den Unteren Muschelkalk umfasst. Vom Oberen Muschelkalk ist nirgends ein gutes Profil aufgeschlossen; er formt mit den Keupermergeln eine flache Landschaft und ist nicht scharf von ihnen geschieden. Seine Mächtigkeit dürfte etwa 30 m. betragen.

(13)	Hangendes:	Graue Mergel mit gelben Kalkbänkchen des Oberen Muschelkalks.

[1]) Etwa gleich viel Rippenbündel enthalten 4, 3 und 2 Teilrippen. Es überherrscht daher weder die Vierteilung, wie bei der deutschen Art (Lit. 87, S. 84, Taf. I, Fig. 1, 2), noch die Zweiteilung der Rippen, welche TORNQUIST bei Exemplaren von Menorka beobachtete (Lit. 88, S. 909).

(12)	200	Gelber Kalkstein.
(11)	720	Ziemlich dickgebankter Dolomit.
(10)	640	Sehr dünngeschichtete Kalke.
(9)	360	Ziemlich dickgebankter Dolomit.
(8)	1120	Dünngeschichteter Dolomit.
(7)	50	Dolomitbank.
(6)	320	Dünngeschichtete Wellenkalke.
(5)	870	Dickgebankter Dolomit.
(4)	440	Dünngeschichtete Kalke.
(3)	20	Gelber sandiger Dolomit oder Sandstein mit Tongallen.
(2)	30	Hellgrauer, sehr dünngeschichteter mergeliger Kalkstein.
(1)	240	Gelber und rötlicher Zellendolomit oder sandiger Dolomit mit Tongallen.

Liegendes: Tigersandstein des oberen Buntsandstein.

Auch dieses Profil lässt eine Dreiteilung zu:

(13)—(12)	± 3000	Mergel mit eingelagerten gelben Kalkbänken.
(11)—(4)	4520	Dolomite und Wellenkalke oder dünngeschichtete Kalke.
(3)—(1)	290	Gelber Dolomit und mergeliger Kalkstein.

Was die zwei oberen Abteilungen anbetrifft, stimmen die zwei Profile ziemlich gut überein. Wie auch anderswo im zentralen Muschelkalkgebiet beobachtet werden konnte, ist die Mächtigkeit dieser beiden Schichtenfolgen etwa drei Viertel ihrer Mächtigkeit im nordöstlichen Teil des Gebietes. Weiter ist der obere Muschelkalk viel mergeliger als im Nordosten, teilweise sogar als Ton entwickelt; die Kalkbänke in ihm sind dünner und nur durch ihre flache Schichtung und das Fehlen von Dolomitkristallen und Gips von gleichartigen Schichten im Keuper zu unterscheiden. In der Umbría del Setar (5′8″—37′47″) fand ich im Oberen Muschelkalk eine brekziöse Schicht mit verschiedenartig gefärbten Kalkstücken in einer roten mergeligen Grundmasse [1]).

Der untere Muschelkalk ist im ganzen zentralen Muschelkalkgebiet dünnschichtiger als im Nordosten. Die untersten Schichten sind in unserem zweiten Profil durchaus verschieden von denen im ersten Profil. Aber auch schon weniger als 1 km. von unserem ersten Profil entfernt fand Bakx (Lit. 4, S. 159) im Bco. del Contador (9′29″—39′11″) eine gleichartige Entwicklung der untersten Muschelkalkschichten wie in unserem zweiten Profil:

1.	350	Rötlich-grauer Dolomit.
	15	Grauer blätteriger Mergel.

Ausser diesem sehr auffallenden Fazies- und Mächtigkeitswechsel innerhalb kurzer Entfernung und dem Mächtigkeitsunterschied zwischen

---

[1]) Aehnliches beobachtete Tricalinos (Lit. 89, S. 422) in dem obersten Muschelkalk von Molina de Aragón.

den Muschelkalkschichten im zentralen und nordöstlichen Gebiet ist überall wahrzunehmen, dass die Ausbildung des Muschelkalks eine sehr wenig konstante ist. Wellenkalke, dünngeschichtete und dickgebankte Dolomite gehen seitlich in einander über. In dem oberen Muschelkalk ist die Aufeinanderfolge von Kalken, Mergeln und Tonen immer wieder eine andere; nur die Kalkbänke (12) und (13) sind darin immer besonders auffallend entwickelt. Die Mächtigkeits- und Faziesunterschiede im oberen Muschelkalk des nordöstlichen Gebietes sind in das erste Profil eingetragen. Im grossen Ganzen gleicht das Profil dem von BAKX: seine Schicht 7*b* ist mit (15), 7*a* mit (14), 5 mit (11) zu parallelisieren. 6*c*—*a* (13—12) sind zwar gleichfalls kalkig (dolomitisch sogar) entwickelt, aber doch verschieden:

6*c*	125 [1])	Dichte schwarze Dolomite mit Fossilien auf der obersten Schicht.
6*b*	375	Schwarze Wellendolomite.
6*a*	250	Dichte graue Dolomite mit Fossilien an der Basis.

Der untere Muschelkalk sieht bei BAKX anders aus als bei uns:

4*b*	(10*b*)	500 [1])	Wellendolomite.
4*a*	(10*a*)	1250	Dünngeschichtete Dolomite.
3	(9—8)	1875	Dickgebankte Dolomite.
2	(7)	2000	Wellendolomite.

Am Bco. del Contador (9′38″—39′32″), im östlichen Teil der oberen Muschelkalkschuppe, ist die Schichtenfolge wieder eine andere:

(10—9*b*)	2050	Dünngeschichtete Dolomite und Wellenkalke.
(9*a*)	500	Dickgebankte Dolomite.
(8—7)	3300	Dünngeschichtete Dolomite und Wellenkalke.

Das einzige immer gleichbleibende ist die deutliche Zweiteilung in Unteren und Oberen Muschelkalk. Das gleiche gilt für die meisten spanischen Muschelkalkprofile. WURM (Lit. 98, S. 64) unterscheidet in Keltiberien:

3. Oberer, mergelig entwickelter Teil.
2. Wechsel von gelben fossilführenden Wulstdolomiten mit Basisdolomiten.
1. Helle, fossilleere Dolomite (Basisdolomite).

RICHTER (Lit. 69, S. 58) gibt die folgende Einteilung:

2. Mergelige Wellenkalke mit Dolomitbänken.
1. Massige Basisdolomite.

Unser Muschelkalkprofil ist am besten mit dem von Molino de Aragón (Lit. 89, S. 422) zu vergleichen (A Molina, B und C Camarena):

---

[1]) Um sie mit den unsrigen vergleichen zu können, sind die Mächtigkeitszahlen des Muschelkalkprofils von BAKX, welche mit einem anderen Massstabe (die Länge des menschlichen Körpers) als die unsrigen (ein Geologenhammer) gemessen wurden, mit 1.25 vervielfältigt worden.

	A	B	C
Hellgraue, gelbliche und rötliche, mehr minder mergelige Kalke	6750 (43%)	3780 (38%)	± 3000 (38%)
Dünnschichtige Kalke, unten dickbankig und dolomitisch	8000 (51%)	5840 (58%)	4520 (58%)
Gelbliche Tonmergel, Zellenkalke und brekziöse Kalke	1000 (6%)	365 (4%)	290 (4%)

Von vielen Autoren werden spärliche Fossilfunde erwähnt, welche immer aus dem oberen Muschelkalk stammen. SCHMIDT (Lit. 84, XXVI, S. 475), welcher diese Fauna als die „Fauna von Teruel'' bezeichnet, stellt sie ungefähr in das mittlere Ladinien. Ausserhalb der Keltiberischen Ketten ist der Muschelkalk fossilreicher. Der überall gleichartig entwickelte massige untere Muschelkalk enthält in der Provinz Barcelona bei Pallejá (Lit. 99, S. 526) und Olesa (Lit. 8, S. 827—828) *Mentzelia mentzeli* (DUNK.), an der letzten Stelle auch *Ceratites* ex aff. *antecedentis* BEYR.; er entspricht daher etwa dem Anisien. In den hierüber folgenden dünnplattigen Partien sind faunistisch in den Provinzen Barcelona und Tarragona und auf den Balearen drei Horizonte zu unterscheiden. Zuunterst fanden sich *Daonella franconica* (VON SANDB.) TORNQ. und *Protrachyceras vilanovae* (D'ARCHIAC) MOJS. (Balearen: Lit. 88, S. 909; Mora de Ebro, Camposines: Lit. 99, S. 539, Lit. 84, XXVI, S. 480—481; Pradell: Lit. 84, XXVII, S. 720), die dem unteren Ladinien entsprechen. In einer höheren Zone findet man die mittelladinische „Fauna von Teruel'' (Balearen: Lit. 84, XXVI, S. 475). Ueber den Plattenkalken folgen in der Provinz Barcelona Mergel mit Gips und weisse und gelbige, z. T. zellige Dolomite (Lit. 1, S. 801—802; Lit. 2, S. 539—540), die bei Pontons *Cassianella decussata* v. MSTR. enthalten (Lit. 100, S. 154) und daher dem oberen Ladinien zuzurechnen sind. Das gleiche Fossil fand HOLLISTER in einer mergeligen Kalkbank auf Menorca (Lit. 44, S. 132). In gelben Tonen und Kalken, welche die Triasserie bei Valldeneu nach oben abschliessen (Lit. 7, S. 143—145), fand WURM eine Fauna, welche er mit dem deutschen Grenzdolomit, also ebenfalls oberem Ladinien, parallelisiert (Lit. 100, S. 159—160). SCHMIDT (Lit. 84, XXVII, S. 721, 723, 725—727) betrachtet die direkt den Keupermergeln unterlagernden, meist gelben Mergel mit gelblichen, z. T. zelligen Dolomitbänken von Pradell, Molina de Aragón und Víllora sämtlich als oberladinisch. Er meint, man täte am besten, die „Untergrenze des Muschelkalkes als auch diese obere in Spanien den Grenzhorizonten des Abschnittes in Deutschland gleichzusetzen''.

Wir wollen jetzt versuchen, unser erstes Profil in der gleichen Weise einzuteilen. Die Verteilung in eine untere, massige, und eine obere, dünngeschichtete und mergelige Partie, welche nach dem oben gesagten bezw. das Anisien und das Ladinien vertreten, ist leicht durchzuführen. BAKX (Lit. 4, S. 161) hat oben in seiner Schicht 4*b* *Daonellen* gefunden. Anscheinend entspricht diese dem

oberen Teil unserer Schicht 10; das mir vorliegende, gelbige und wulstige Gestein ist aber das, was wir die unterste Kalkbank der Schichtfolge genannt haben. Da die Fossilien sich als *Daonella franconica* (v. Sandb.) Tornq. bestimmen liessen, gehört also der untere Teil von (11) zum unteren Ladinien. In (12)—(13) (Bakx 6*a*—6*c*) fand sich die „Fauna von Teruel'', die dem mittleren Ladinien angehört. Wenn man die gelben mergeligen oder zelligen Kalke der Schicht (15) mit Schmidt als oberes Ladinien betrachtet, so ist für unser erstes Profil die folgende stratigraphische Unterverteilung möglich:

oberer Muschelkalk	(15)	Wahrscheinlich oberes Ladinien.
	(14)	?
	(12)—(13)	Mittleres Ladinien.
	(11)	In dem untersten Teil jedenfalls unteres Ladinien.
unterer	(10)—(7)	Anisien, zuoberst möglicherweise schon Ladinien.
	(6)—(1)	Wahrscheinlich Anisien, möglicherweise aber noch zum Röt gehörig.

3. Keuper.

Der obere Muschelkalk geht langsam in den Keuper über, indem die Kalkbänkchen in den Mergeln spärlicher und die Mergel toniger, bunter und gipshaltig werden. Ein Zellenkalkhorizont bildet gewöhnlich die Grenze.

Nur an einer Stelle im Gebiet von Camarena liegt der Keuper tektonisch ungestört auf Muschelkalk und ist er von „Rhaet'' überlagert: nördlich vom Calderón (5′2″—36′0″), zwischen diesem und dem Bco. de la Colgada (5′26″—36′20″), ist der Keuper in seiner Gesamtmächtigkeit aufgeschlossen. Es lässt sich hier eine Mächtigkeit von etwa 310 m. errechnen, was mit der Zahl von Bakx (Lit. 4, S. 162), welcher etwa 300 m. angibt, sehr gut übereinstimmt. Es ist dies die grösste Mächtigkeit des Keupers, welche bisher in Keltiberien gemessen wurde. Richter und Teichmüller (Lit. 71, Taf. 2, Fig. 2) fanden in der Nähe Mächtigkeiten von 180 und 200 m.

Eine so genaue Unterverteilung des Keupers, wie Bakx sie gibt, ist um Camarena nicht möglich. Man kann nur einen oberen, roten Keuper von etwa 40 m. Mächtigkeit über einem unteren, grauen Keuper unterscheiden, welche den Schichten 5 bezw. 4—1 von Bakx (Lit. 4, S. 162) entsprechen. Wo der obere Muschelkalk gut aufgeschlossen ist lässt sich auch Bakx' Schichtgruppe 1 unterscheiden; sie ist über der obersten Muschelkalkschuppe am Bco. de la Hoz (9′30″—38′30″) als 160 cm. mächtiger roter Ton mit einer grauen Zwischenschicht entwickelt.

Da die rote Zwischenschicht 3 von Bakx bei uns fehlt, die Ophiolithe nicht auf einen Horizont beschränkt sind und Dolomithorizonte nur sehr selten entwickelt sind, sind in der Schichtenfolge 2—4 von Bakx bei uns keine Grenzen zu unterscheiden.

Die Hauptmasse des Keupers wird von grauen Tonen und Mergeln gebildet, welche meistens sehr reichlich Gips führen. Im oberen (roten) Keuper überherrschen rote Tone und Mergel mit Gips; es können aber graue Bänder eingeschaltet sein. An einzelnen Stellen ist auch der graue (untere) Keuper bisweilen rot gefärbt, besonders an der Basis (siehe oben). In den Mergeln eingeschaltet finden sich bisweilen Schichtchen von Steinmergel (bis ½ m.), Dolomit (bis 10 cm.) und besonders reichlich von braungelbem, sehr dolomitreichem Kalkstein oder Zellenkalk in nur wenigen cm. mächtigen Schichtchen, deren unregelmässigen Schichtflächen vielfach von unzähligen kleinen Rhomboedern von durchsichtigem Dolomit besetzt sind. Häufig sind auch bis 2 m. mächtige Schichten von weissem, hellgrauem oder bräunlich-grauem Sandstein linsenförmig eingelagert. Eine solche Schicht, welche gut als Leithorizont dienen kann, ist im grauen Keuper der Umgebung von Camarena und am Cerro etwa 50 m. unter der Grenze von rotem und grauem Keuper entwickelt. Sie enthält vereinzelt spärliche, meistens verkohlte Pflanzenreste.

Zwischen den Tonen und Mergeln eingeschaltet finden sich bis viele Meter mächtige Gipsschichten. Der Gips ist bald zuckerkörnig bis feinkörnig, bald gröber Kristallin entwickelt. Seine Farbe ist meistens weiss, aber auch durch Vermischung mit Tonsubstanz rot oder dunkelgrau. Ein gewisser Tongehalt kann sich ausser durch Färbung auch in der Form von grauen Tupfen bemerkbar machen. Ist mehr Ton vorhanden, so bilden sich in der weissen und rosa körnigen Gipsmasse graue oder dunkelrote Tongallen und dünne Tonschichtchen. Meistens kommt der Gips vor in der Form von zahlreichen dünnen, von ein mm. bis wenige cm. mächtigen Schichten in hartem schwarzem, schwach bituminösem Mergel. Durch die Ausdehnung bei der Formung des Gipses aus dem ursprünglich wohl vorhandenen Anhydrit sind die Schichtchen intensiv gefaltet worden. Auf die gleiche Ursache ist wohl das Auftreten von bis 5 cm. mächtigen Gipsadern zurückzuführen, welche die Mergel in allen Richtungen durchsetzen. Ein einziges Mal kommt der Gips auch in Stückchen zerteilt in einer Grundmasse von schwarzem Mergel vor.

In der Gipsmasse finden sich vereinzelt Kristalle von Quarz („Jacintos de Compostela'') [1]), Dolomit und dessen Varietät Teruelit. Sowohl die Quarzkristalle wie der Teruelit scheinen typisch zu sein für den spanischen Keuper [2]). Der klassische Fundort des letzteren, im Barranco del Salobral NE. von Teruel (Lit. 46, S. 41, 87) wurde früher (u. A. von DEREIMS, Lit. 26, S. 178) als tertiär betrachtet; das Vorkommen von „Jacintos de Compostela'', sowie der petrographische Habitus und die starke Faltung der Schichten sprechen jedoch entschieden für Keuper. Aragonit, welches oft aus dem Keuper der Keltiberischen Ketten erwähnt wird, habe ich nicht gefunden. Aus den Keuper sind weiter noch Konkretionen von Calcit zu erwähnen. Schliesslich ist eine ganze Reihe von Salzen im Quellwasser der Brun-

---

[1]) Jacinto = Hyazinth.

[2]) Nur HAANSTRA erwähnt „Jacintos de Compostela'' aus dem Röt (Lit. 40, S. 15).

nen im Keuper aufgelöst, wodurch dieses gewöhnlich schlecht schmeckt. Meistens herrschen Sulfate vor; Steinsalz enthalten die Fuente de las Salinas (5′14″—36′15″), die Fuente de la Cuenca (10′16″—36′13″) und die Fuente del Vallonso (10′20″—36′22″), wo er ausser am Geschmack auch am Ausblühen erkenntlich ist. Der erstgenannte Brunnen verdankt seinen Namen einer früheren Ausbeutung. 1½ km. S. von Camarena wird das Wasser des Brunnens des Balneario (8′0″—38′42″) für medizinale Zwecke verwendet. Eine Analyse dieses Wassers, ausgeführt von V. Peset y Cervera und J. M. Quesada y Salvador, ergab (pro Liter?) :

CO_2	14.7 cc	= 0.029 g.
N_2	2.1	0.003
O_2	0.9	0.001
$CaSO_4$		1.574
$MgSO_4$		0.321
Na_2SO_4		0.686
$CaCO_3$		0.385
$MgCO_3$		0.232
$FeCO_3$		0.019
NaCl		0.009
KCl		0.001
(Na, K)J		Sp.
$AlPO_4$		Sp.
Na_4SiO_4 ? („Silicato Sódico'')		0.002
Organische Substanz		0.002
Radioaktivität (nach E. Morales)		108 Volt-Stunde-Liter

Fossilien habe ich im Keuper nicht gefunden, ausser den oben erwähnten unbestimmbaren Pflanzenresten. Bakx fand (Lit. 4, S. 162) einige schlecht erhaltene Muscheln, die er als *Anoplophora* (?) bestimmte.

4. „Rhaet''.

Ueber dem Keuper folgt fast immer eine Schichtserie, welche petrographisch eine Mittelstellung zwischen dem Keuper und dem Infralias einnimmt. Bakx (Lit. 4, S. 164) zieht diese Schichten (1—3) zu den „Carñiolas''; wir räumen ihnen aber lieber eine absonderliche Stellung ein.

Die Gesteine dieser Gruppe folgen einander nie in der gleichen Reihenfolge nach; die Mächtigkeit wechselt stark. Es sind aber immer die gleichen Gesteine, welche das Profil aufbauen, nämlich:

(a) Mürbe, sandige, schwach bituminöse dolomitische Kalke.
(b) Dünngeschichtete Wellendolomite, bisweilen rötlich.
(c) Dichte dolomitische Zellenkalke, bisweilen rötlich.
(d) Brekzien von hellgrauem Mergel oder gelbem, bisweilen rotem Kalkstein in einer meist roten, aber auch wohl grauen Kalkmasse; das Gestein ist meistens zellig und enthält rhomboedrische Löcher.
(e) Rote Kalksteine oder dunkelrote Kalkmergel voll kleiner Quarzkriställchen („Jacintos de Compostela'').

(a) und (b) sind bestimmten Muschelkalkschichten bisweilen sehr ähnlich; diese fühlen aber niemals so mürb und sandig an. (d) und (e) sind meistens in einem Gestein vereinigt, also als (d) mit Quarzkriställchen.

Wie gesagt, ist est unmöglich ein allgemein geltendes Profil des „Rhaet'' aufzustellen. Bakx (Lit. 4, S. 164) hat das eine Mal ein Profil in den „Carñiolas''-Schichten 1—2*a* (R-XIX-0-10 auf seiner Karte; Fig. 4), das andere Mal in 2—4 (R-XX-19-16) aufnehmen können, und kombiniert diese zu einem stratigraphischen Profil. Nach meiner Ansicht dürfte dies nicht ganz richtig sein, und wären beide Profile in sich vollständig und durch starke fazielle Verschiedenheit nicht zu korrelieren. Ohne diese Annahme müsste man für das Camarena-Gebiet ein sehr mächtiges stratigraphisches Profil aufstellen und für jede Stelle, wo der „Rhaet'' entwickelt ist, das Fehlen einer Reihe von Schichten annehmen. Für einen starken Fazieswechsel spricht die Beobachtung, dasz die oben erwähnten Gesteine stellenweise seitlich in einander übergehen. Auch der Mächtigkeitswechsel ist hiermit in Uebereinstimmung.

Die Gesteïnsfolge in den einzelnen Profilen ist folgende (A Bakx, R-XIX-0-10; B desgl., R-XX-19-16; C N. vom Bco. del Hontanar (9′40″—39′55″); D im Bco. de la Canaleja N. vom Cerro (8′54″—39′22″); E Südseite des Cerro (8′18″—39′22″); F im Bco. del Aca Fuerte (7′15″—35′15″); G im Bco. de la Colgada (5′12″—37′7″)):

A		B		C		D	
(d)	15 m.	(a)	10 m.	(a)	± 20 m.	(a)	± 15 m.
(b)	7	(e)	10	(c)	± 10	(c)	± 10
(a)	11	(d)	15	(e)	± 10	(b)	± 10
(? e ?)	6						
(c—d)	5						
	44 m.		35 m.		± 40 m.		± 35 m.

E		F		G	
(d—e)	14 m.	(c—d)	± 5 m.	(d—e)	2 m.
(b)	8	(a)	± 30	(a)	} ± 110
(a)	13	(c—d)	± 5	(b—c)	
(c)	30				
	65 m.		± 40 m.		± 110 m.

Die mittlere Mächtigkeit des „Rhaet'' beträgt also wohl etwa 40 m. Gegenüber einer Dicke von 110 m. im Profil G steht eine solche von nur 2 bis 3 m. westlich vom Río bei Camarena, wo graues Gestein (d) die Basis des Infralias bildet.

Ein Aequivalent dieser Schichten ist in der Literatur fast nirgends aufzufinden. Ewald (Lit. 34, S. 34) fand in der Provinz Valencia unter dem Infralias bei Calles:

4—5 m. Graue Mergel.
20 m. Dunkle, gut gebankte Kalke.

und bei Cofrentes:

10 m. Rötlicher Kalk in etwa 3 m. starken Bänken mit breiten Wellenfurchen.
3 m. Rötlicher Kalk mit zelliger Struktur.
2 m. Rote Brekzie, unten sehr stark zertrümmert, aus dolomitischem Kalk bestehend.

Vielleicht handelt es sich hier um „Rhaet''-Schichten.

Das Alter der in diesem Abschnitt behandelten Schichten ist nicht mit Bestimmtheit festzustellen, da die von BAKX darin gefundenen Fossilien unbestimmbar sind (Lit. 4, S. 165). Als Uebergangsschichten zwischen Keuper und Jura sind sie petrographisch mit dem Rhaet zu vergleichen.

5. Infralias („Carñiolas'').

Die Trias wird von einem landschaftlich durch seine schroffen Wände besonders ins Auge springendem Schichtglied überlagert, welches in Frankreich allgemein als „Infralias'', in Spanien als „Carñiolas'' bezeichnet wird. Da Carñiolas „Zellendolomite'' bedeutet, und solche meistens nur den unteren Teil des Profils bilden, kommt es mir nicht wünschenswert vor diesen Namen für die ganze Schichtfolge zu verwenden. Ausserdem kommen Zellenkalke auch an verschiedenen Stellen des Triasprofils vor und sind also nicht geradezu bezeichnend für den Infralias.

CALDERÓN (Lit. 17) hat zuerst diese Schichten in Spanien als Infralias bezeichnet. Mit ihm betrachten auch DEREIMS (Lit. 26, S. 94—96), WURM (Lit. 99, S. 550—553) und fast sämtliche jüngere Autoren sie als Vertreter des Rhaet und unteren Lias. RICHTER (Lit. 69, S. 62) unterscheidet in den nördlichen Iberischen Ketten einen oberen, kalkigen Teil, den er als „Sinémurien'', und einen unteren, dolomitischen, den er als „Rhaet'' bezeichnet. Hierin dürfte er aber zu weit gehen, da ja ohne Fossilfunde nicht auszumachen ist, wo im Profil die Grenze zwischen Rhaet und Lias liegt. Im Gebiet von Camarena ist es sogar wahrscheinlich, wenn meine Auffassung der im vorigen Abschnitt behandelten Gesteinsserie als Rhaet richtig ist, dass der Infralias nur den Lias α und β (Hettangien und Sinémurien) umfasst.

Ebenso wie fast überall in Spanien ist auch in unserem Gebiet der Infralias völlig fossilleer. Er ist entwickelt als massige blaue, schwach dolomitische Kalke, welche unten dick-, oben dünngebankt sind und in den höheren Schichten oft breite Wellenfurchen zeigen. Der untere Teil ist wie gewöhnlich als Zellenkalke und interne Brekzien ausgebildet. Letztere sind nach BAKX (Lit. 4, S. 165) durch Verwitterung von tektonischen Brekzien entstanden. Wenn auch tatsächlich Rauchwackenähnliche Gebilde durch Herauswitterung der Kalksteinbruchstücke aus tektonischen Brekzien entstehen können, so nehme ich doch lieber mit WURM (Lit. 98, S. 86) an, dass die interne Brekzien durch Auslaugung der darunter liegenden Keupergipse entstanden sind.

Die Mächtigkeit des Infralias lässt sich nur an einer Stelle gut bestimmen, nämlich dort, wo in einer tiefen und schmalen Schlucht seine steil aufgerichteten Schichten vom Bco. del Aca Fuerte durchschnitten werden (7′20″—35′10″). Leider sind auf der topographischen Karte für diese Stelle die Höhenkurven nicht ganz der Wirklichkeit entsprechend angegeben; wahrscheinlich ist die Mächtigkeit des Infralias hier 220 m.[1]). Im Bco. del Colchán (5′10″—38′10″) sind etwa 200 m. des Infraliasprofils aufgeschlossen, und es hat den Anschein, dass hier die Basis beinahe erreicht ist. Die beiden Zahlen stimmen gut miteinander überein.

6. Oberer Lias.

Die Grenze zwischen Infralias und oberem Lias (im Folgenden kurz als Lias zu bezeichnen) ist im Allgemeinen ziemlich deutlich erkennbar. Der Lias ist dünner geschichtet, oft mergelig, fossilreich und sehr farbenreich. Im Bco. de los Cuernos (7′49″—35′26″) ist folgendes Profil aufgeschlossen (Mächtigkeiten in cm.):

Hangendes:		Kalke der *murchisonae*-Zone.
(25).	440	5. Tuffschicht.
(24)	160	Helle Wulstkalke.
(23)	2200	4. Tuffschicht, an der Basis stark kalkhaltig.
(22)	40	Kalke mit Schnüren von Limonit.
(21)	320	Rote und gelbe Wulstkalke.
(20)	50	Dichte graue Kalke.
(19)	140	3. Tuffschicht.
(18)	20	Flachgeschichtete mergelige Kalke mit Limonitschnüren.
(17)	60	Hellgraue Wulstkalke.
(16)	600	Bläuliche mergelige Kalke mit feinem Fossildetritus, *Belemniten*, *Chlamys phillis* (D'ORB.)[2]), *Aequipecten* cf. *priscus* (SCHLOTH.)[3]), *Velopecten tumidus* (HARTMANN), *Pholadomya idea* D'ORB.
(15)	500	Harte graue Kalke mit sehr vielen *Terebratula punctata* Sow., *T. subpunctata* DAV., *Spiriferina alpina* OPPEL, *Rhynchonella tetraeda* Sow., *R. persinuata* RAU.
(14)	140	Mergelige Kalke mit feinem Fossildetritus und *Crinoiden*, mit Feuersteinen.
(13)	1340	Grobkristalline hellgraue Kalke.
(12)	500	Feine graue Kalke.
(11)	320	Grobe, dicker gebankte graue Kalke.
(10)	120	Rötlichgraue Mergel.
(9)	560	Grobe dickgebankte dunkelgraue Kalke.

---

[1]) Die Zahl von 170 m., welche ich seinerzeit Herrn BAKX (Lit. 4, S. 165) mitgeteilt habe (Schichten 4 + 5 seiner „Carñiolas"), ist also um 50 m. zu niedrig gewesen.

[2]) (Lit. 38, Taf. LXXXIX, Fig. 9*d*).

[3]) Auf der rechten Klappe sämtlicher Exemplare sind die Rippen von einer deutlichen Längsgrube versehen.

(8)	140	Harte hellbraune Mergel mit dünnen, 3—5 mm. mächtigen Schichten von Feuersteinkonkretionen.
(7)	560	Feine gelbgraue Kalke mit einigen Schnüren von Limonit.
(6)	280	Braune und graue Kalke mit feinverteiltem Tuffmaterial (1. und 2. Tuffschicht).
(5)	1080	Grobe dunkelgraue Kalke, bisweilen mit Limonitschnüren.
(4)	660	Rote und gelbe grobe Kalke, grobe und feine Zellenkalke und Mergel.
(3)	1040	Bläuliche und bräunliche mergelige Wellenkalke, wechsellagernd mit weissen und gelben feinen Kalkschichten; eine dunklere Kalkschicht enthält flache, bis 2 cm. grosse Gerölle von weissem Kalkstein.
(2)	430	Bläuliche und bräunliche mergelige Wellenkalke mit feinem Fossildetritus.
(1)	960	Harte graue Wellenkalke wechsellagernd mit grauen Mergeln.
Liegendes:		Dolomitische Kalke des Infralias.

Es ist nicht möglich, dieses Profil genau mit dem von BAKX (Lit. 4, S. 166) zu parallelisieren. Ebensowenig kann man an anderen Stellen im Gebiet von Camarena immer die gleiche Gesteinsfolge beobachten. Der Lias ist offenbar äusserst verschieden in seinem petrographischen Bau; der allgemeine petrographische Habitus ist aber, wie oben schon betont wurde, sehr typisch und unschwierig zu erkennen.

Die Mächtigkeit des Standardprofils beläuft sich auf 127 m.; BAKX fand 75 m. Kalksteine + 40 m. Tuff = 115 m.; am Colchán (5′20″—38′20″) mass ich eine Mächtigkeit von 80 m. Eine Unterverteilung ist bei der wechselhaften Gestaltung des Lias nicht möglich; wo aber die untere Tuffserie (6) auftritt, kann man leicht eine Zweiteilung machen, z. B. im Standardprofil:

(19)—(25)	3350	Obere Tuffserie.
(7)—(18)	4860	Obere Kalkserie.
(6)	280	Untere Tuffserie.
(1)—(5)	4170	Untere Kalkserie.

Die Tuffe bilden gute Leithorizonte. Sehr typische Schichten sind weiter die gelben und roten groben Kalke und Mergel. Diese treten auf in unserer Schicht (4) (bei BAKX in seinem 3*b*), und oberhalb der unteren Tuffserie, in dünnen Banken eingeschaltet in den Kalken von (8) und höher. Sehr typisch sind weiter die sandig-mergelige gelbe und blaue oder bräunliche Kalke mit unregelmässiger Oberfläche, welche ganz mit reinem Detritus von *Muschel*schalen, *Cidariden*stacheln, *Crinoiden*stielglieder, *Belemniten* usw. durchspickt sind. Sie sind durch den ganzen Lias hindurch zu finden (im Standardprofil: (2), (3), (14), (16), (21)). Feuersteinknollen scheinen im Lias hauptsächlich in (14) aufzutreten; die kleinen Konkretionen in (8) sind von wenig Bedeutung. Einmal fand ich einen Feuerstein in der oberen Tuffschicht. Das Auf-

treten dieser Konkretionen im Jura ist schon seit langem bekannt (Lit. 56, IV, S. 504).

An Fossilien wurde an andern Stellen als im obigen Profil noch gefunden:

In der Oberen Tuffserie: *Pleuromya* sp.

Gleich unter der Oberen Tuffserie: *Spiriferina alpina* Opp., *Rhynchonella abbatiae* Rollier, *Harpoceras (Pseudogrammoceras) bingmanni* Denckm., *Nautilus* sp.

In der Oberen Kalkserie: *Dumortieria confusa* (Qu.), *Aequipecten* cf. *priscus* (Schloth.), *Pholadomya ambigua* (Sow.), *P. idea* d'Orb., *Ostrea* sp.

In der Unteren Tuffserie: *Pholadomya idea* d'Orb.

In der Unteren Kalkserie: *Terebratula punctata* Sow. et var. (Lit. 23, IV, Pl. XVI, Fig. 10), *Zeilleria numismalis* (Val.), *Spiriferina alpina* Opp., *S.* cf. *nicklesi* Corroy, *Rhynchonella tetraedra* Sow., *Velopecten tumidus* (Hartm.), *Chlamys* sp., *Ostrea* sp., *Pholadomya ambigua* (Sow.), *P. idea* d'Orb., *Crinoiden*stielglieder, *Echiniden*stacheln.

Wir können daher unterscheiden:

(16) und höher: Lias ζ (Oberes Toarcien). *Harpoceras bingmanni* gehört zur Zone des *Harpoceras fallaciosum* (= *radians*) (unterer Lias ζ).

(1)—(15): Lias γ—δ (Charmouthien). Die Grenze zwischen γ und δ ist nicht zu bestimmen. *Dumortieria confusa* gehört zur Zone der *D. jamesoni*, welche dem untersten Lias γ entspricht.

Bakx kam schon zum Schluss, dass die Schichten unter der Oberen Tuffserie dem Charmouthien angehören (Lit. 4, S. 168); er stellte diese Tuffserie daher ins Toarcien. Der Nachweis des Unteren Lias ζ gleich unter dieser Tuffserie ermöglicht es, das Alter der letzgenannten genauer festzustellen. Sie umfasst wahrscheinlich den Oberen Lias ζ (Zone des *Lytoceras jurense*); ob sie den Dogger α (Zone des *Leioceras opalinum*, Unteres Aalénien) gleichfalls umfasst, ist nicht auszumachen. Der Lias ε (Unteres Toarcien) scheint in unserem Gebiet zu fehlen.

De Verneuil und Collomb (Lit. 90, S. 111—113) nennen aus dem Lias der Sierra de Camarena: „*Rhynchonella cynocephala* Rich." und „*R. tetraedra* Sow." und aus der Sierra de Camarena, ohne Altersangabe: „*Hinnites*, aff. *Spondylus velatus* Goldf.", und „*Terebratula resupinata* Sow.". Mallada (Lit. 55, S. 75, 76, 78, 79, 82, 88) nennt ausserdem noch „*Rhynchonella variabilis* Schlot., *R. moorei* Dav., *Terebratula verneuilli* Desl., *T. jauberti* Desl., *Spiriferina rostrata* Schlot., *Pecten acuticostatus* Lam." und „*Ammonites radians* Rein."

7. Dogger.

Ueber dem Toarcientuff, der den Lias nach oben hin abschliesst, folgt eine sehr gleichmässig ausgebildete Serie von gut geschichteten grauen und braunen Kalken und Wellenkalken mit zahlreichen *Ammoniten*, *Cancellophycus* und Konkretionen von Markasit und Feuerstein.

Der grösste Teil dieser Serie gehört dem Dogger an, und zwar liegt die Grenze gegen den Malm zwischen dem Eisenoolith des Calloviens und den Schwammkalken des Oxfordiens, welche beide deutliche Leithorizonte bilden.

Am Bco. de los Cuernos (7′49″—35′26″) ist folgendes Profil aufgeschlossen (Mächtigkeiten in cm.):

Hangendes: Schwammkalke des Oxfordiens.

(4) 1 Eisenoolith. Die Mächtigkeit dieser Schicht ist sehr verschieden; sie kann bis 130 cm. betragen. Die Schicht ist sehr fossilreich; sie enthält *Macrocephalites macrocephalus* (SCHLOTH.), *M. tumidus* (REIN.), *Phlycticeras pustulatum* (REIN.) SCHEURLEN, *Oppelia* sp. sp., *Hecticoceras hecticum* (REIN.), *H. nodosum* (QU.), *H. gigas* (QU.), *H. compressum* (QU.), *Stephanoceras* cf. *coronatum* (BRUG.), *Reineckea lifolensis* STEINM., *Reineckea* cf. *greppini* (OPP.) [1]), *Perisphinctes funatus* (OPP.), *evolutus* NEUM., *P. sulciferus* (OPP.), *P. subtilis* NEUM., *P. curvicosta* (OPP.), *Phylloceras* cf. *hommairei* (D'ORB.), *Nautilus* sp., *Belemnites* sp., *Pholadomya acuminata* HARTM., *Pecten* sp., *Camptonectes* sp., *Pleurotomaria macrocephalus* QU.; ? *Chemnitzia* sp., *Terebratula* sp., *Crinoiden*stielglieder.

(3) 7700 Abwechselnd härtere und weichere, dünngeschichtete bis gut geschichtete, leicht zersplitternde Kalke und Wellenkalke von grauer oder brauner Farbe, mit Markasit- und Feuersteinknollen, *Cancellophycus* sp.,

(*c*) *Garantiana garanti* (D'ORB.), *Reineckea extincta* (QU.), *Bigotella thevenini* NIC., *Posidonia ornati* QU., *P. parkinsoni* QU., *Belemnites* sp., *Crinoiden*,

(*b*) *Cosmoceras* cf. *bifurcatum* (QU.), *Hamites bifurcati* QU., *Baculatoceras baculatum* (QU.),

(*a*) *Stephanoceras humphriesi* (SOW.), *S. scalare* (MASCKE), *Pholadomya fidicula* SOW., *Chlamys ambigua* (MÜNST.) GOLDF., *Lima (Plagiostoma) cardiiformis* SOW., *Terebratula havesfieldensis* DAV., *T. sphaeroidalis* SOW.

(2) 200 Gutgeschichtete hellbraune Wellenkalke mit *Ludwigia concava* (SOW.), id. var. *curva* (BUCKM.) DORN., id. var. *v-scripta* (BUCKM.), *L. tenuis* (BUCKM.), *L. cornu* (BUCKM.), *L.* cf. *callosa* (BUCKM.), *L. rudis* (BUCKM.), *Haplopleuroceras subspinatum* BUCKM., *H. mundum* BUCKM., *Sonninia* cf. *decora* BUCKM., *Nautilus* sp., *Belemnites* sp., *Ctenostreon pectiniforme* (SCHLOTH.), *Chlamys* cf. *meriani* GREPPIN, *Camptonectes lens* (SOW.), *Modiola* sp., *Pleuromya* sp., *Gastropoden*, *Terebratula perovalis* SOW., *Rhynchonella* sp., *Crinoiden*stielgliedern, *Korallen*.

---

[1]) Steht dem von WAAGEN (Lit. 93*a*, Pl. LVII, Fig. 4) abgebildeten Exemplar am nächsten. Vgl. Lit. 86, S. 289. BAKX (Lit. 4, S. 172) stellte die Art zu *R. douvillei* STEINM.

(1) 280 Gut geschichtete gelbe Kalke mit einem schlecht erhaltenen *Ammoniten.*

Liegendes: Tuffe des Toarciens.

Die Mächtigkeit des Doggers in diesem Profil ist also 82 m.; bei BAKX beträgt sie 97—98½ m. (Lit. 4, S. 169—170).

Im obigen Profil sind die Fossilien, welche an anderen Fundorten als im Standardprofil gesammelt wurden, mitaufgezählt worden. Die Schichtfolge (3) lässt sich im Camarena-Gebiet nicht petrographisch gliedern; die Fossilien dieser Schichten wurden daher nicht systematisch gesammelt, aber da sich bei der Bestimmung zeigte, dass mehrere Horizonte des Doggers darin vertreten sind, so wurden sie in drei verschiedenaltrigen Gruppen verteilt. Es sind folgende Horizonte nachzuweisen:

(4) Unteres und mittleres Callovien (oberer Dogger ε und unterer Dogger ζ) (Zonen des *Macrocephalites macrocephalus* und der *Reineckea anceps*). Der obere Dogger ζ (oberes Callovien) fehlt.

(3*c*) Bathonien (unterer Dogger ε) (Zone der *Parkinsonia parkinsoni*). BAKX (Lit. 4, S. 172—173) erwähnt ausserdem die Zone der *Parkinsonia wuerttembergica* und die Zone des *Clydoniceras discus.*

(3*b*) Oberes Bajocien (oberer Dogger δ) (Zone des *Cosmoceras bifurcatum*).

(3*a*) Mittleres Bajocien (unterer Dogger δ) (Zone des *Stephanoceras humphriesi*). BAKX erwähnt auch die Zone des *Teloceras blagdeni.*

— Unteres Bajocien (Dogger γ) (Zone der *Sonninia sowerbyi*) wird von BAKX genannt; ich konnte es in meinem Fossilmaterial nicht nachweisen.

(3) Oberes Aalénien (oberer Dogger β) (Zone der *Ludwigia concava*).

(1) Mittleres Aalénien (unterer Dogger β) (Zone der *Ludwigia murchisonae*). Nur bei BAKX nachgewiesen. Im Camarena-Gebiet liegt sehr oft die Schicht (2) unmittelbar auf dem Toarcientuff. Es ist daher nicht unmöglich, dass das Alter des letzteren bis ins Aalénien hinaufreicht.

MALLADA (Lit. 55, S. 95, 100, 106, 114) erwähnt von der Sierra de Javalambre noch „*Rhynchonella concinna* (SOW.)", „*Mytilus sowerbyi* ORB." und „*Belemnites blainvillei* VOLTZ." und vom Calderón „*Ammonites macrocephalus* SCHLOTH.".

8. Malm.

Der Dogger setzt sich faziell noch in den untersten 4—17 m. des Malms fort (Oxfordien). Darüber folgen die zwei leicht kenntlichen Hauptglieder des Malms: die schiefrigen Mergel der unteren, und die pisolithischen Kalke der oberen Abteilung. Ein vollständiges Profil konnte ich nicht aufnehmen. Die Mächtigkeit der Mergelabteilung konnte ich dadurch ebensowenig genau feststellen wie BAKX. Petrographisch ist der Malm folgenderweise zu gliedern:

(3) 155 m Pisolithische Kalke, grobe Kalksteine, Riffkalke; zuoberst sind einige grobe gelbe Sandsteinbänke eingeschaltet. Unter den spärlichen Fossilien befinden sich keine Ammoniten: *Ceromya plicata* AG. var. *amburnensis* GERB., *Pholadomya paucicosta* ROEM., *Ostrea* sp., *Terebratula* sp.

(2) > 175 m (nach BAKX, Lit. 4, S. 174 etwa 250 m). Schiefrige Mergel wechsellagernd mit decimeterdicken mergeligen Kalkbänken. Unten in diesen Schichten fand ich: *Oppelia wenzeli* (OPP.), *Haploceras falcula* (QU.), *Perisphinctes torresensis* CHOFFAT, *Idoceras* cf. *planula* (HEHL).

(1) 4—5 m Graue Riffkalke mit unzähligen *Spongien*, ferner *Neumayriceras lochense* (OPP.), *Ochetoceras canaliculatum* (v. BUCH), *Perisphinctes plicatilis* (SOW.) D'ORB., *P. bernensis* DE LORIOL, *Nautilus* sp., *Belemnites* sp., *Pecten* sp., *Gastropoden, Terebratula* sp., *Waldheimia* cf. *obovata* (SOW.), *Rhynchonella* sp., *Crinoiden*stielgliedern, *Cidariden*stacheln ,irregulären *Echiniden, Korallen, Serpula* sp., *Foraminiferen.*

Die Mächtigkeit der Schichtfolge (3) ist bei BAKX 139 m.; die unsere wurde am Bco. del Balsón bestimmt. Die Schicht (1) ist bei BAKX 17 m. mächtig (Lit. 4, S. 173—175).

Der Fossilinhalt gestattet die Unterscheidung der folgenden Horizonte:

(3) Kimmeridgien (wohl Malm δ und ε). Nach BAKX tritt auch noch unteres Portlandien hinzu (Lit. 4, S. 175). Seine „Kreide'' (Lit. 4, S. 176) ist noch in den Malm zu stellen; es sind damit eben die Sandsteinbänke gemeint, welche im obersten Malm mit den Kalken wechsellagern.

(2) Corallien (Malm β) und wahrscheinlich Séquanien (Malm γ).

(1) Oxfordien (Malm α).

Nach BAKX (Lit. 4, S. 173—174) sollen die Schwammkalke den Malm β vertreten. Da dieses nicht mit meinen eigenen Beobachtungen stimmte, nach denen sie ja zum Malm α gehören, und da auch anderswo in den Keltiberischen Ketten eine Schwammschicht in Malm α (Schichten mit *Perisphinctes plicatilis* und *Ochetoceras canaliculatum*) auftritt (Lit. 26, S. 132, 147; Lit. 48, S. 538, 542; Lit. 69, S. 64; Lit. 71, S. 25), habe ich eine Neubestimmung der Ammoniten dieser Schichten aus der Sammlung BAKX vorgenommen. Ich erhielt dabei:

(2) *Ochetoceras marantianum* (D'ORB.), *O. semifalcatum* (OPP.), *Haploceras laevis* (QU.) (*modestiformis* (OPP.)), *Peltoceras bimammatum* (QU.)

(1b) *Neumayriceras lochense* (OPP.), *N. callicerum* (OPP.), *Ochetoceras hispidum* (OPP.), *O. canaliculatum* (v. BUCH), *Perisphinctes bernensis* DE LORIOL, *Aspidoceras* cf. *oegir* (OPP.), *Peltoceras bimammatum* (QU.).

(1*a*) *Neumayriceras lochense* (OPP.), *Ochetoceras hispidum* (OPP.), *Perisphinctes bifurcatus* (QU.), *P.* cf. *birmensdorfensis* MOESCH, *P. mogosensis* CHOFFAT.

Aus dieser Fossilliste geht eindeutig hervor, dass die Schichten 1*a* sowie 1*b* typische Arten des Malm α, die Schicht 2 solche des Malm β enthalten. Nur das *Peltoceras bimammatum* in Schicht 1*b* scheint auf ein jüngeres Alter dieser Schicht hinzuweisen. Ich glaube, dass man besser annehmen kann, dass es durch ein Versehen zwischen die Fossilien der Schwammkalke geraten ist und ursprünglich aus der Schicht (2) stammt.

DE VERNEUIL und COLLOMB erwähnen aus dem Oxfordien der Sierra de Camarena „*Ammonites plicatilis* SOW., *A. canaliculatus* MÜNST. (Pl. 3, Fig. 8), *A. oculatus* BEAN, *A. tortisulcatus* D'ORB.'' (Lit. 90, S. 111—113). MALLADA nennt ausserdem noch „*Ammonites hecticus* REIN., *A. lunula* REIN.'' (Lit. 55, S. 107).

9. Wealden.

Ueber den obersten im vorigen Abschnitt zum Malm gerechneten Schichten folgt eine hauptsächlich aus weissen Sandsteinen und roten Mergeln aufgebaute Serie, welche sich durch ihre Lage unter fossilführendem Urgon als diejenige erweist, welche man in Spanien im Allgemeinen als „Wealden'' andeutet. Sowohl zwischen (6′23″—33′50″) und 6′17″—32′20″) als zwischen (4′16″—33′42″) und (4′32″—32′40″) konnte ich seine Mächtigkeit als 560—570 m. bestimmen. Eine Einteilung der Serie ist nicht möglich, nur könnte man die untersten und die obersten Schichten, welche beide Kalkbänke führen, vielleicht abscheiden. Die Kalkbänke im untersten Wealden, dicht über dem Malm (bei 6′52″—33′50″), zeigen ganz eigenartige breite Wellenfurchen. Im obersten Wealden liegt bei (6′43″—30′20″) dicht unter dem Urgon eine harte graue Kalkbank mit Ostreenschill. Zum Vergleich können wir die Einteilung des Profils von Morella von HAHNE (Lit. 41, S. 81) heranziehen:

75 m. *Mirambelschichten:* Gelbliche Kalke, grüne Mergel und Tone.

135 m. *Morellaner Schichten:* Grobkörnige Sandsteine und Sande von verschiedenen Farben mit Zwischenlagen von roten und grünen Tonen.

45 m. *Miraveter Schichten:* Graue Kalke mit wulstiger Oberfläche mit Mergelzwischenlagen, und rote Tone.

Es könnten nun sehr wohl die Kalke im untersten und obersten Wealden den Miraveter- bezw. Mirambelschichten entsprechen. Die Hauptmasse des Wealden wird aber von der Fazies der Morellaner Schichten gebildet: es sind die oben erwähnten abwechselnden Sandsteine und Mergel, und untergeordnet Tone.

Die Sandsteine sind meistens ziemlich grob und kaolin- und glimmerhaltig. Sie enthalten oft weisse Quarzgerölle, nur selten Gerölle von anderem Gestein. Ihre Farbe ist, wenn kaolinreich, hellweiss; wenn eisenhaltig, gelb und sogar rot. Durch Aufnahme von Pflanzenmaterial

kann bisweilen der Sand grüngrau sein. Die verschiedenen Farben, besonders das Gelb und Rot, gehen seitlich in einander über. Die Sandschichten können auch seitlich auskeilen und sind oft kreuzgeschichtet. Sie zeigen Wellenfurchen, „Wurmspuren'', braune Tongallen und Flecken ähnlich denen des Tigersandsteins (z. B. graue Flecken in rotem Sandstein). Ihre Schichtung ist dünn oder dick. Da der diagenetische Prozess sich noch nicht beendet hat, findet man bisweilen sehr harte, oft ganz verkieselte Sandsteine gleich neben mürben, lockeren Sanden. Auch Feuersteinartige Gebilde treten auf; sie erreichen bis ½ m. Durchmesser.

Die Mergel und Tone sind in der Regel rot; graue Tone sind aber auch nicht selten. Bisweilen führen letztere schöne Gipskristalle.

Zwischen den Sanden und Mergeln findet man oft dünne schwarze Pflanzenbänke. Richtige Kohlenschmitzen kommen nicht vor. In einer grauen Sandsteinbank in der Rambla de los Casquetes fand ich spärliche Reste von *Ostrea* sp.

Nach Joly (Lit. 48, S. 547), Royo (Lit. 76, S. 126), Brinkmann (Lit. 11, S. 17), Richter und Teichmüller (Lit. 71, S. 26) u. A. vertritt der spanische Wealden auch noch das (obere) Portland und das Purbeck. Dieser Fall liegt auch wohl bei Riodeva vor, wo die jüngsten von Bakx zum Jura gerechneten Schichten dem unteren Portland (oder vielleicht noch dem oberen Kimmeridge) entsprechen (Lit. 4, S. 176). Auf jeden Fall formen Jura und Wealden eine kontinue Serie; im obersten Jura schalten sich Sandsteine ein, im untersten Wealden treten noch Kalkbänke auf, so dass der Uebergang ein allmähliger ist. Einen ähnlichen allmähligen Uebergang beobachtete Hahne (Lit. 42, S. 11, 12) am Ostrand des Corbalán-Sattels (NE. von Teruel). Sowohl das Alter wie, zum Teil, die Fazies des spanischen Wealden ist gut mit denen des norddeutschen zu vergleichen (Lit. 49). Nur führt in unserem Gebiet noch der mittlere Wealden Gips, während dieser sich in Deutschland auf das Portland (mit den Miraveter Schichten zu vergleichen) beschränkt.

Das Vorkommen von Wealden bei Riodeva zeigt, dass zu Unrecht Hahne (Lit. 42, S. 11, Taf. 1) annimmt, dass überall westlich des Javalambre-Massives die Utrillasschichten (Gault) transgredieren. Auf dem Uebersichtskärtchen von Richter und Teichmüller (Lit. 71, Taf. 2, Fig. 3) liegt Riodeva etwa auf der Linie für 200 m. Mächtigkeit des Wealden, was schon besser stimmt.

10. Urgon.

Ueber den Sanden und Mergeln des Wealden folgt eine überwiegend kalkige Serie, für die in Spanien in der Regel der Name Urgon oder Urgo-Aptien angewendet wird. Die herrschende Farbe der Kalke ist gelb, besonders an der Basis; nach oben hin schalten sich immer mehr graue Schichten ein. Auch sind sie an der Basis mergelig und sandig, während in der oberen Hälfte grobe Kalksteine auftreten und sogar (im Bco. de la Juncosa) eine 10 cm. mächtige Marmorschicht. Die mergeligen Kalke der Basis enthalten eine Fülle kleiner Fossilbruchstückchen, vermischt mit kleinen Fossilien, besonders *Orbitolinen*. Auch führen sie bisweilen

Limonitreiche grobe Sande und fossiles Holz, eine Erinnerung an die Wealdenfazies. Der obere Fossilhorizont führt bisweilen Limonitkonkretionen und wird von einem glaukonitreichen Horizont überlagert. Wir können auf Grund der Fossilhorizonte die wenigstens 325 m. mächtige, von Miozän diskordant überlagerte Serie folgenderweise unterverteilen:

> 250 m.	Vorwiegend graue Kalke; an der Basis ein Glaukonitsand.
2 m.	Oberer Fossilhorizont mit *Exogyra boussingaulti* d'Orb., *Astarte beaumonti* Leym., *Cardium* cf. *peregrinorsum* d'Orb., *Pecten (Neithea) atavus* Roem., *Toucasia carinata* (Math.), *T.* cf. *lonsdalei* (Sow.), *Requienia* cf. *ammonia* (Goldf.), *Radiolites* spec., *Pterocera* cf. *neocomiensis* d'Orb., *Natica hugardiana* d'Orb., *Turbo* sp.
60 m.	Vorwiegend gelbe, mergelige und sandige Kalke.
3 m.	Unterer Fossilhorizont mit vielen *Exogyra boussingaulti* d'Orb., *Cidariden*stacheln, *Orbitolina conoidea-discoidea* Gras und Fossildetritus.
10 m.	Mergelige gelbe Kalke, bisweilen mit Wellenfurchen.

De Verneuil und Collomb (Lit. 90, S. 102—103) erwähnen von Riodeva „*Nerinea coquandiana?* d'Orb., *Pterocera pelagi* Brong., *Ostrea boussingaulti* d'Orb., *Janira atava* Roem., *Requienia lonsdalei* Sow." (hiermit ist gemeint *Toucasia carinata* (Math.), siehe Lit. 28*a*, S. 628); Ezquerra (Lit. 35, S. 393) „*Pterocera pelagi* Brong., *P. beaumontiana* d'Orb., *Trigonia scabra* Lamk."; Mallada (Lit. 55, S. 293) „*Ostrea boussingaulti* d'Orb., *Pecten morrisi* Pict., *Toucasia carinata* Math., *Pterocera pelagi* d'Orb., *Nerinea coquandi* d'Orb." Das Urgon dieser Gegend war also schon längst bekannt; dass es später, u. A. auf der Geologischen Karte von Spanien 1:400 000, für Oberkreide angesehen wurde, findet wohl seinen Grund in einer Bemerkung von Nicklès (Lit. 60, S. 81), dass De Verneuil mit seiner „*Requienia lonsdalei* Sow." in den meisten Fällen *Toucasia santanderensis* Douv. gemeint hat; letztere ist bezeichnend für das Albien. Das von Hahne angenommene Fehlen des Urgons bei Riodeva (Lit. 42, S. 6, 7) ist ebensowenig richtig als das des Wealden; bei Valacloche (S. 6) liegt überhaupt keine Kreide.

Das Alter der Urgonkalke ist nach Hahne (Lit. 41, S. 84) Barrémien + Aptien, nach Brinkmann (Lit. 11, S. 35) Oberes Barrémien bis einschliesslich Unteres Albien, nach Richter und Teichmüller (Lit. 71, S. 35) Barrémien bis einschl. Unteres Albien. Die Fossilien unseres 1. und 2. Fossilhorizontes weisen auf Barrémien + Aptien.

11. Jungtertiär.

Besonders das Gebiet nördlich und südlich von Riodeva zeichnet sich aus durch eine weite Verbreitung von Schichten, welche sich in erster Linie durch ihre stark diskordante Lage auf allen Schichten des Mesozoikums auszeichnen. Man kann unter ihnen zwei Fazies unterscheiden, eine mit klastischen und eine mit chemischen Sedimenten, welche auf der Karte mit verschiedener Signatur angegeben sind.

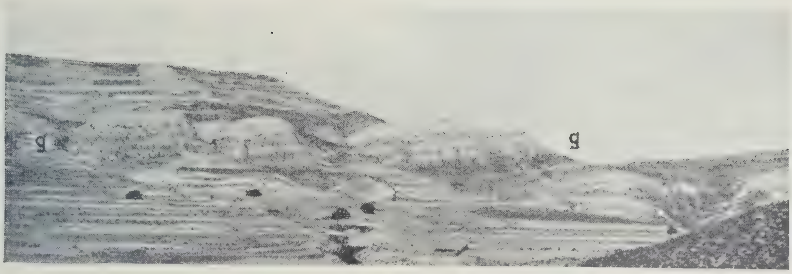


Abb. 10.

Gipslager (g—g) in Schicht (8) des Jungtertiärs an der Ostseite des Cuerno del Pinar.

a. Die klastische Fazies ist am weitesten verbreitet östlich der Linie Masía del Villarejo—Riodeva—Mas del Olmo. Sie tritt im hohen Jura- und Triasgebiet stellenweise auf grossen Flächen auf, ist aber an anderen Stellen schon wieder abgetragen worden und nur in der Form von spärlichen Relikten erhalten geblieben. Im tieferen Kreide- und Tertiärgebiet stellt sie die östliche oder Delta-Entwicklung des Tertiärs dar. Sie besteht hauptsächlich aus mehr oder weniger groben Brekzien mit meist rotem, kalkigem und porösem Bindemittel. Die Brekzien bestehen meistens aus mesozoischen, besonders jurassischen Kalksteinbruchstücken, bisweilen mit Beimischung von Sandstein- oder Quarzitfragmenten. Im Jura- und Triasgebiet erreichen diese Fragmente bis 20 cm. Durchmesser; ausserdem liegen in dieser Brekzie stellenweise grosse Blöcke von tertiärem Juraschutt, welche bis 20 m. messen können. Im niedrigen Kreide- und Tertiärgebiet sind die Brekzien weniger grob und erreichen die Fragmente nur einige cm. Durchmesser. Im Osten des Deltagebiets sind die Bruchstücke noch eckig, weiter nach Westen werden sie mehr und mehr abgerundet und bilden sie echte Konglomerate. Weiter schalten sich West-, also Beckenwärts feine bis grobe und feinkonglomeratische rote Sandsteine ein. Es ist also von Osten nach Westen, vom hohen Gebiet nach dem Becken zu, eine Abnahme der Korngrösse zu beobachten. Am Ende dieser Reihe stehen die roten Tone.

Neben der vorherrschend roten Entwicklung der klastischen Gesteine treten besonders im Westen, wo sie mit Kalksteinen wechsellagern, untergeordnet auch graue Sandsteine auf. Weiter sind hier Mischgesteine zu beobachten, wie z. B. weisse Kalke welche wohl oder nicht rotgefärbte Gerölle führen.

E. Kaiser hat die grobklastischen Gesteine dieser Kategorie als „Fanglomerate'' bezeichnet.

b. Die chemischen Bildungen treten fast ausschliesslich westlich der Linie Masía del Villarejo—Riodeva—Mas del Olmo auf. Es sind hauptsächlich Süsswasserkalke und -mergel und Gips. In der Sammlung Roodhuyzen traf ich viele Handstücke von grauem Mergel und weissem mehr oder weniger mergeligem Plattenkalk, welche bisweilen auch rötliche Farben zeigen. Seltener sind harte, dichte, feine weisse bis graue oder grobe gelbe bis rote Kalksteine. Die Mergel und Kalke enthalten

oft unzählige Süsswassergastropoden; Lamellibranchiaten sind selten. Auch Kalktuffe sind ziemlich verbreitet.

Der Gips tritt meistens auf in Kristallen; ganze Mergelschichten sind oft damit gefüllt. Am Cuerno del Pinar ist eine 45 m. mächtige, hauptsächlich aus körnigem Gips bestehende Schichtfolge abgelagert, deren Mächtigkeit jedoch nach Norden und Süden hin rasch abnimmt (Abb. 10). Schwefel kommt bei Riodeva nicht vor, wohl aber direkt westlich des Kartenrandes, wo er in dem Schwefelbergwerk vom Libros ausgebeutet wird.

c. Schliesslich seien als organogene Bildungen ausser den Lagern von Süsswassermollusken die vielen Pflanzenbänke erwähnt, welche als weiche, schwarze, von einem cm. bis einigen dm. mächtigen Schichten den Kalken und Gipsmergeln zwischengeschaltet sind. Bei Libros sind diese als schwach bituminöse, grauschwarze Schiefer entwickelt, welche ausser viel Pflanzenhäcksel Reste von Fröschen (*Rana pueyoi* Navas), Reptilien und Vögeln enthälten; sie werden im Schwefelbergwerk als Brennstoff verwendet.

Bakx hat die Stratigraphie des Tertiärs von Cascante ausführlich behandelt. Im Riodeva-Gebiet sind die guten Profilaufschlüsse leider viel beschränkter als dort, weil die Pinar-Hochfläche sehr wenig zerschnitten ist. Von den von meinem Kollegen P. G. Roodhuyzen aufgenommenen Detailprofilen will ich hier zwei wiedergeben:

a. Im Bco. de los Hontanares (von 6′50″—30′23″ nach 7′54″—30′50″):

(10)	80 m.	Mergel, Plattenkalke und Kalktuffe, mit 60 m. über der Basis eine harte Kalksteinbank, und an der Basis einer Pflanzenbank und Gipskristallen.
(9)	35 m.	Gelbe Sandsteine.
	35 m.	Rote Sandsteine und Fanglomerate.
(8)	15 m.	Stark zerdrückte Kalke; an der Basis im Bco. del Tarro und im Bco. del Tinajo Gips und Pflanzenbänke.
(7)	35 m.	Rote Sandsteine und Fanglomerate.
(6)	15 m.	Mergel.
(5)	35 m.	Rote Sandsteine mit einigen Kalksteinbänkchen, nach oben übergehend in rotgelbe bis gelbe Sandsteine.
(4)	15 m.	Kalkstein; im Bco. del Tinajo enthält diese Schicht in der Mitte Gips und Pflanzenbänke.
(3)	65 m.	Rotbraune und rote Sandsteine und Fanglomerate.
(2)	50 m.	Plattenkalk.
	15 m.	Gipsmergel mit an der Basis einigen Pflanzenbänkchen.
(1)	35 m.	Graue Sandsteine und rote Fanglomerate mit bis ½ m. mächtigen Kalkbänken.

b. Vom Cuerno del Pinar (1301) nach SE (Abb. 10):

(10)	70 m.	Mergelige Plattenkalke, Mergel und Kalktuffe.
	½ m.	Gelber mergeliger Sandstein.
	3 m.	Harter Kalkstein.
	4 m.	Plattenkalke.
(9)	8 m.	Rote Tone mit oben Gipskristallen.
	½ m.	Plattenkalke mit Pflanzenresten.
	15 m.	Rote Tone.
(8)	45 m.	Körniger Gips mit Einschaltungen von dünnen Kalkschichten und rotem Mergel.
(7)	8 m.	Rote Mergel.
(6)	½ m.	Harter Kalkstein.
	5 m.	Graue sandige Mergel und gelbe mergelige Sandsteine.
	½ m.	Kalktuff.
(1)—(5)	150 m.	(Hierunter folgen noch 150 m. Kalke und Fanglomerate usw.).

Aus diesen und anderen Profilen ergibt sich für den Süd- und Ostabhang des Pinar die folgende Schichtfolge:

(10) Kalke und Mergel; an der Basis Gips und Pflanzenbänke.
(9) Rote klastische Gesteine.
(8) Kalke, Mergel und Gips; an der Basis Pflanzenbänke.
(7) Rote klastische Gesteine.
(6) Kalke und Mergel (und Gips?).
(5) Rote klastische Gesteine.
(4) Kalke, Mergel und Gips; in der Mitte Pflanzenbänke.
(3) Rote klastische Gesteine.
(2) Kalke, Mergel und Gips; an der Basis Pflanzenbänke.
(1) Rote klastische Gesteine.

Diese Wechsellagerung von klastischen und chemischen Sedimenten liefert wohl die besten Leithorizonte; besonders eignet sich dazu die Schicht (9). Die klastischen Gesteine klingen aber alle nach Westen hin aus, sodass ihre Mächtigkeit in den verschiedenen Profilen ungleich ist. Auf der Karte sind die Schichten (5)—(7) zusammengefasst worden.

Bakx (Lit. 4, S. 177) nennt als Leithorizonte eine dreiteilige Kalkbank in seiner Schicht 6 B, und eine Pflanzenbank an der Basis von 4 A. Wir fanden, wie ja auch Bakx selbst, mehrere harte Kalkbänke und mehrere Pflanzenbänke, sodass eine Parallelisation nicht ohne Weiteres möglich ist. Es gibt aber mehrere Anhaltspunkte. So halte ich es für wahrscheinlich, dass die harte Kalkbank 60 m. über der Basis von (10) die gleiche ist, wie die harte Kalkbank 55 m. über der Basis von Bakx' Schicht 7 (Valbuena-Gebiet, Profil 1—2); dass der harte Kalkstein unten in (10) unseres Profils *b* den „banc triparti'' (Bakx 6 B) darstellt; und dass die Pflanzenbank an der Basis von (10) mit der am Gipfel von Bakx' Schicht 6 A (Pañuelo-Gebiet, Profil 5) zu vergleichen ist. Weiter sind die Schichten 1 und 3 von Bakx, welche hauptsächlich aus Fanglomeraten bestehen, unseren Schichten (1) und (3) gleichzustellen. Die Pflanzenbank in der Mitte von (4) dürfte die gleiche sein

wie die an der Basis von 4 A (BAKX). Diese Parallelisation stimmt auch mit den Mächtigkeiten gut überein. Unsere Schichten (4)—(9) würden dann 4—6 A von BAKX entsprechen.

Die Gesamtmächtigkeit des Tertiärs ist im Profil *a* 430 m., im Profil *b* 310 m. Eine Kombination der Profile Muela 3 und 5 und Pañuelo 5 von BAKX ergibt für das Tertiär nördlich vom Camarena-Fluss 285 m.; die Profile Santa Barbara 4 und Valbuena 1 für das Gebiet südlich des Camarena 260 m.

In der Sammlung ROODHUYZEN fand ich folgende Fossilien vor:

(10) *Planorbis thiollieri* MICHAUD, *Helix* sp., *Hydrobia deydieri* DEPÉRET, *Bythinia gracilis* SANDB., *Lymnaeus bouilleti* MICHAUD, *Glandina aquensis* (MATH.), *Melanopsis* sp., Blattabdrücke.

(8) *b*. *Planorbis thiollieri* MICHAUD, *Helix* sp., *Hydrobia deydieri* DEPÉRET, *Bythinia gracilis* SANDB., *Lymnaeus bouilleti* MICHAUD, *Melanopsis* sp.

a. *Planorbis* sp., *Hydrobia romani* ROYO, Lamellibranchiaten.

(6) *Planorbis matheroni* FISCH. & TOURN., var. aff. *sulfureus* ROYO [1]).

(4) *Hydrobia romani* ROYO.

(2) *Planorbis* sp. sp., *Lymnaeus bouilleti* MICHAUD, *Bythinia gracilis* SANDB.

Bei BAKX (Lit. 4, S. 196) tritt die Fauna mit *Hydrobia romani* und *Planorbis matheroni* var. aff. *sulfureus* auf in den Schichten 4 und 5, bei uns in (4) bis (8)*a*. Der oben gegebenen Parallelisation können wir also noch hinzufügen, dass die Grenze zwischen Schicht 5 und 6 von BAKX etwa der Mitte unserer Schicht (8) entspricht.

Die Fossilien weisen auf ein pontisches Alter der ganzen Serie. Schon DEREIMS gibt dieses Alter für die Schichten von Libros an (Lit. 26, S. 176). Ich konnte feststellen, dass der Schwefelführende Horizont von Libros etwa unserer Schicht (6) entspricht; Schicht 3 von DEREIMS (Lit. 26, Fig. 43) = P von BRAUN (Lit. 10, S. 174) entspricht unseren Schichten (1) bis (3), 4 von DEREIMS = e—O von BRAUN = (4)—(7), 5 von DEREIMS = A—c von BRAUN = (8)—(10). BRAUN spricht von einer Mächtigkeit von 205 m., wobei aber der Neigung der Schichten nach E. wahrscheinlich keine Rechnung getragen ist. In den gleichen Schichten wurde weiter nördlich, bei Concud (NW. von Teruel) eine pontische Säugetierfauna gefunden (Lit. 26, S. 175; Lit. 46, S. 61). Das pontische Alter der jungtertiären Schichtfolge von Libros—Riodeva und Teruel ist also schon seit langem bekannt. Dennoch stellt ROYO in seiner Uebersichtstabelle (Lit. 74, S. 273), wenn auch mit einem Fragezeichen, die Schichten von Libros in das Sarmatien. Es hat dies wohl darin seinen Grund, dass man für die jungtertiären gipsführenden Schichten in Spanien im Allgemeinen ein sarmatisches Alter annimmt (Lit. 74; Lit. 71, S. 62, 65). Ueberhaupt scheinen Gipsmergel in den Mittelmeerländern nicht bis in das Pont zu reichen; in den Handbüchern

[1]) Siehe BAKX (Lit. 4, S. 196).

fand ich nur aus Nordafrika gipshaltige pontische Schichten erwähnt (Lit. 37, S. 601, 603), welche aber marin sind. Auf das Vorkommen von pontischen Gipsmergeln in Spanien weisen noch zwei Bemerkungen von Royo: er nennt Gips von Los Algezares bei Teruel (Lit. 74, S. 264), wo man nach Lit. 46 (S. 75) eine pontische Säugetierfauna gefunden hat, und von Niñerola in der Provinz Valencia (Lit. 73, S. 83), wo er selbst *Planorbis* cf. *thiollieri* und *P.* cf. *matheroni* gesammelt hat, von denen er ausserdem noch bemerkt, dass sie den „sarmatischen'' Formen von Libros sehr ähnlich sind.

Schliesslich will ich noch das Tertiärgebiet um Mas del Olmo kurz behandeln. Ich konnte es nur ein paar Mal besuchen und daher keine Detailaufnahmen machen. Das Gebiet wird beherrscht von der Wechsellagerung der Fanglomerat- und Sandsteinschichten mit den nach E. ausklingenden Kalken und Mergeln. Dabei sind 4 Kalk- und 4 Fanglomerathorizonte zu unterscheiden, welche wohl den Schichten (2)—(9) entsprechen. In der untersten Schicht fand ich die Fauna mit *Hydrobia romani.* Das Vorkommen von Säugetierresten bei Mas del Olmo war mir damals nicht bekannt, sodass ich es nicht besucht habe. Es liegt ausserhalb des Aufnahmegebiets und soll *Anchitherium* sp. enthalten, also sarmatischen Alters sein (Lit. 74, S. 273). Man kann aber aus einer Bemerkung von Brinkmann (Lit. 11, S. 31) schliessen, dass diese Schichten möglich pontisch sind; Royo (Lit. 73, S. 82) betont weiter die Aehnlichkeit der Fauna von Niñerola mit der von Libros (pontisch) sowohl wie mit der von Mas del Olmo.

12. Quartär.

Zum Quartär gehört wohl der übergrosse Teil des Blockschutts und Gehängeschutts, welches besonders von den Infraliasfelsen geliefert wird und daher in erster Linie dem Keuper auflagert. Eine genaue Kartierung dieser Schuttmassen wäre sehr zeitraubend gewesen und hatte ausserdem wenig Sinn, weshalb ich solches unterlassen habe. Die Schuttdecke ist in der Regel wenig mächtig, so dass die von ihr überdeckten Schichten an zahllosen Stellen aufgeschlossen sind. Nur in zwei Fällen konnte ich ihren Untergrund nicht vermitteln; diese sind auf der Karte mit einem x bezeichnet.

An verschiedenen Stellen sind grössere Massen, meistens von Infralias, mehr oder weniger in Schichtverband abgerutscht. Diese Massen werden an einigen Stellen von Jungtertiär überlagert und sind also jedenfalls zum Teil praepontischen Alters. Sie werden im Abschnitt Tektonik behandelt. Der Schutt, den sie liefern, ist natürlich wohl als quartär zu betrachten. Ebenfalls praepontisch ist wahrscheinlich der alte Bergsturz der Iazos. An sieben Stellen im Prado Somero und auf den Simas liegen auf Keuper und Ophiolithen Schutthügel, welche aus grossen Blöcken von Buntsandstein, Muschelkalk und Infralias bestehen. Diese können nur von Süden her angeführt sein, entweder von schnellströmenden Gewässern oder von einem Gletscher; letzteres ist aber nicht wahrscheinlich, weil die Blöcke keine gekratzten oder polierten Flächen aufweisen, und im ganzen Gebiet die Merkmale einer ehemaligen Ver-

gletscherung fehlen. Die Ablagerung der Blöcke muss aber jedenfalls stattgefunden haben vor der Bildung des heutigen Flusssystems.

Alluvium tritt im Bett mehrerer Flüsse auf. Es besteht aus wechsellagernden Sand- und Geröllschichten, in denen sich das jetzigen Flussbett bis einige Meter tief eingeschnitten hat. Im Río de Eva herrschen die Gerölle, im Río de Camarena die feineren Sedimente vor.

Schliesslich sei noch der Kalktuff erwähnt, für den BRINKMANN (Lit. 11, S. 31) in der Provinz Valencia alluviales Alter annimmt. Es ist dieser im Bco. del Aca Fuerte und in der Rambla de los Amanaderos geformt worden von den Brunnen auf der grossen Randverwerfung, wo Buntsandstein neben Keuper liegt. Im ersten barranco (bei 7′8″—35′16″) fand ich ihn in der nächsten Umgebung zweier noch fliessender Brunnen; er dürfte hier also noch fortgebildet werden. In der Rambla de los Amanaderos liegt er in bis 20 m. mächtigen Schichten voller Blatt- und Zweigabdrücken auf Buntsandstein, Keuper, „Rhaet'' und Infralias von (6′8″—34′58″) bis (6′9″—34′37″), und auch noch an einigen Stellen weiter Talabwärts. Diese Ablagerungen sind älter als die erstgenannte, weil sie nicht mehr fortgebaut werden und vom Fluss schon wieder tief zerschnitten sind.

13. Zusammenfassung.

Die folgenden Schichten sind im Aufnahmegebiet verbreitet:

			m.
Quartär	Holozän, Plistozän	Blockschutt, Gehängeschutt, Flussablagerungen, Kalktuff; Schutthügel des Prado Somero.	0—20
Tertiär	Pontien	Rote Fanglomerate und Sandsteine; Süsswasserkalke und -mergel mit Gastropoden, Gips, Pflanzenbänke.	310—430
Urgon	Aptien, Barrémien	Kalksteine mit Rudisten und Orbitolinen.	> 325
Wealden	Hauterivien-Portlandien	Sandsteine und rote Mergel und Tone; zuunterst und zuoberst Kalke eingeschaltet.	560
Malm	? Portlandien-Kimmeridgien	Grobe, oft pisolithische Kalksteine; zuoberst Sandsteine eingeschaltet.	410
	Séquanien-Corallien	Schiefrige Mergel und Mergelkalke.	
	Oxfordien	Schwammkalke mit Perisphinctes plicatilis.	

Dogger	Unt. u. mittl. Callovien	Eisenoolithe mit Macrocephalites macrocephalus.	80—100
	Bathonien-Bajocien	Gutgeschichtete Kalksteine mit Ammoniten.	
	Oberes Aalénien	Kalke mit Ludwigia concava.	
(Oberer) Lias	? Unteres Aalénien, Oberes Toarcien	Vulkanischer Tuff; Kalksteine mit Lamellibranchiaten und (selten) Ammoniten.	80—130
	Charmouthien	Farbige Kalksteine und Mergel mit Lamellibranchiaten, Gastropoden und Brachiopoden; vulkanischer Tuff.	
Infralias	Sinémurien, Hettangien, ? Rhétien	Massige dolomitische Kalksteine ohne Fossilien.	220
„Rhaet''	? Rhétien	Dolomitische Kalke und Zellenkalke; rote Kalksteine und Mergel mit Quarzkriställchen; Brekzien.	0—110
Keuper	Norien, Carnien	Graue und rote Tone und Mergel mit Gips; Ophiolithe, (liassische?) Ganggesteine.	310
Muschelkalk	Ladinien	Mergel und graue oder gelbe Kalksteine.	80—115
	Anisien	Dolomite und Wellenkalke.	
	? Anisien ? Röt	Dolomite, Kalke und Mergel.	
Buntsandstein	„Röt''	Weisse und rote Sandsteine, Mergel.	
	übriges Werfenien	Rote Sandsteine.	> 245

III. ERUPTIVGESTEINE.

1. Ergussgesteine des Keupers.

In der Umgebung von Camarena enthalten die Gipsmergel des Keupers an zahllosen Stellen Eruptivgesteine, welche schon seit langem bekannt sind aus den Arbeiten der spanischen Geologen und von Dereims (Lit. 26, S. 87—88, 91). Aus dem Uebersichtskärtchen bei Richter und Teichmüller (Lit. 71, Taf. 2, Fig. 2) geht hervor, dass die Umgebung von Camarena zu den reichsten Vorkommen dieser Eruptivgesteine gehört. Ich habe versucht, sie in die Karte so genau und vollständig möglich einzutragen. Aus der Karte geht direkt hervor, dass sowohl kleinere Stöcke und Gänge als grössere Decken vorkommen. Eine nähere Untersuchung der Gesteine hat ausgewiesen, dass ein Teil der Stöcke und Gänge grobkristallines Gefüge hat, während die Decken und die übrigen Stöcke und Gänge aus einem feinkörnigen porphyrischen grünen Gestein bestehen. Da in den Decken Gänge von dem grobkristallinen Gestein vorkommen, betrachte ich die letzteren als jünger. Bakx hat diese beiden Gesteinsarten nicht geschieden und hält die Decken für intrusiv (also für Lagergänge), weil sowohl die hangenden wie die liegenden Keupermergel Kontaktmetamorphose zeigen (Lit. 4, S. 164). Ich bin der Meinung, dass diese Metamorphose von den nachher in den Decken intrudirten G a n g g e s t e i n e n verursacht worden ist, und dass die Decken E r g ü s s e sind. Hierfür sprechen u. A.:

1. Das Vorkommen von Wulstlava bei (6′36″—38′50″), (6′32″—38′35″) und (7′58″—39′20″), im Gebiet Bakx bei (L-XIV-16-18) (Lit. 4, S. 163, Fig. 2, Schicht 1), (L-XV-17-3) (Fig. 3, Schicht 4) und (L-XVIII-5-4) [1]). Die Wulste sind meistens etwa ½ cm. breit und unregelmässig geschwungen; am letztgenannten Fundort beobachtete ich solche von etwa 2 cm. Breite.

2. Die groben Tuffe bei (7′54″—38′53″) und (9′20″—38′43″), im Gebiet Bakx bei (L-XIV-16-18) (Fig. 2, Schicht 1), (L-XV-17-3) (Fig. 3, Schicht 4) und (T-XVII-5-12) [1]). Die Beschreibung dieser Tuffe folgt weiter unten.

3. Die Schichtung, welche ich bei (6′32″—38′35″) am besten beobachten konnte. Das Gestein besteht hier aus ± 2 cm. mächtigen Schichten, zwischen denen jedesmal ein wenig Keupermergel vorkommt. Gröbere Schichtung kommt auch oft vor; sie äussert sich durch eine Aenderung des Gesteins oder durch Zwischenlagerung von meterdicken Sandstein- oder Mergelschichten.

---

[1]) Ich entnehme dies der Gesteinssammlung von Herrn Bakx, nicht der Literatur.

4. Das Vorkommen von Mandelsteinen an mehreren Stellen.

5. Der Umstand, dass nicht über jeder Decke kontaktmetamorph veränderter Keuper liegt. In allen Fällen, in denen eine solche Metamorphose stattgefunden hat, konnte ich das Vorhandensein von jüngeren Ganggesteinen in den Decken nachweisen.

6. Auch an anderen Stellen in den Keltiberischen Ketten haben Richter u. A. an der Hand von Blockströmen, Mandelsteinen und Tuffen nachweisen können, dass gleichartige Gesteine als Deckenergüsse zu deuten sind (Lit. 69, S. 61; Lit. 71, S. 21). So beobachtete auch Schmidt bei Carava und Murcia eine Art Mandelsteinstruktur, und am letztgenannten Ort auch eine grobe Fladenskulptur (Lit. 84, XXVII, S. 730, 731). Auf Mallorca hat Haanstra groben vulkanischen Tuff beobachtet (Lit. 40, S. 20).

Die folgenden Ergussgesteine treten im Keuper der Umgebung von Camarena auf:

1. *Olivinreicher melaphyr.* Kleine Einsprenglinge von Olivin und weniger von Augit in einer Grundmasse von zahlreichen feinen Nadeln, ursprünglich wohl von Augit, mit Feldspäten, Biotit, Magnetit und Apatit. Die Struktur des Gesteins ist porphyrisch; die der Grundmasse ist durch die starke Verwitterung schwierig zu erörtern, wird aber jedenfalls von den zahllosen Augitnadelchen beherrscht. Der Olivin ist magmatisch korrodiert. Die Textur ist bisweilen fluidal. Sämtliche Mineralien ausser dem Magnetit und dem Apatit sind zersetzt; als sekundäre Mineralien treten auf: Serpentin, Chlorit, Epidot. Von aussen her sind in die durch Zersetzung der Einsprenglinge entstandenen Hohlräume Calcit, Zeolithe, Quarz und Magnetit (mit Hämatit) eingedrungen.

2. *Olivinmelaphyr.* Zahlreiche kleine Einsprenglinge von mehr oder weniger langsäuligem Augit und von Olivin in einer Grundmasse hauptsächlich von Feldspäten mit Augit, Biotit, Magnetit und Apatit. Die Struktur ist porphyrisch; die der Grundmasse ist schwierig zu erörtern, wird aber bestimmt von dem vorherrschen der Feldspäte. Die Textur ist bisweilen amygdaloid. Als Zersetzungsprodukte treten auf: Serpentin (Antigorit), Chlorit (u. A. Pennin), Epidot (Pistacit), Sericit und Limonit; die Feldspäte sind ganz von Zeolithen (Harmotom?) zersetzt worden. Mandeln und durch Verwitterung entstandene Hohlräume sind z. T. ausgefüllt mit Calcit, Siderit (mit Limonit), Zeolithen, Quarz und Magnetit (mit Limonit).

3. *Olivindiabas.* Sehr wenige bis zahlreiche grössere oder kleinere Einsprenglinge von Augit und Olivin in einer Grundmasse von Feldspäten, Augit und zahllosen blattförmigen (im Dünnschliff nadelförmig erscheinenden) Kristallen von Ilmenit, und ferner etwas grüne Hornblende (selten), Magnetit, Hämatit, Pyrit (bisweilen mit Magnetit verwachsen) und Apatit. Die Struktur ist porphyrisch, die der Grundmasse ophitisch. Das Gestein ist weniger verwittert als die vorigen: die Feldspäte sind öfters ziemlich frisch. In zwei Fällen war es möglich, den Anorthitgehalt des Plagioklases zu bestimmen; es ergab sich etwa

45 % An., also ein basischer Andesin. Als Zersetzungsprodukte finden sich: Serpentin (Antigorit), Chlorit (u. A. Pennin), Epidot (u. A. Pistacit), Sericit, Limonit, Leucoxen und Biotit. Als Hohlraumausfüllung treten auf Calcit, Zeolithe, Quarz und Magnetit (mit Hämatit). Der Olivindiabas bildet das weitest verbreitete Ergussgestein, nicht nur bei Camarena, sondern überall im dem Keuper der Keltiberischen Ketten und ausserhalb derselben. Es wurde bisher beschrieben oder genannt unter den Namen *Melaphyr (Spilit)* Michel-Lévy und Bergeron (Lit. 31, S. 120), *Melaphyr* San Miguel (Lit. 78, S. 334—335, 339—342; Lit. 79, S. 328—330, 331—332; Lit. 81, S. 335), *Olivindiabas (Ophit)* Richter und Teichmüller (Lit. 69, S. 60—61; Lit. 71, S. 20—22) und Wurm (Lit. 98, S. 92—94), *Olivindiabas (Ophiolith)* Schriel (Lit. 85, S. 26), *Ophit* Ewald (Lit. 34, S. 35—36), *? Olivinophit* San Miguel (Lit. 81, S. 337).

4. *Hybrider Olivindiabas.* Olivindiabas mit verschiedenartigen fremden Einschlüssen. Es sind zu erwähnen:

a. Quarzit. Panallotriomorph struirtes, fast ausschliesslich aus bisweilen ondulös auslöschendem Quarz bestehendes Gestein. Der Quarz führt zahlreiche winzige Einschlüsse, welche sich besonders an den Rändern der Körner häufen und ihm ein schmutziges Aussehen verleihen. Zerstreut im Gestein liegen ferner kleine Kristalle von grünem Biotit und Hämatit. Der Diabas zeigt um diesen Quarziteinschlüssen eine bedeutende Anreicherung an Augit.

b. Phyllit? Inhomogene Masse von Sericitschüppchen mit langgezogenen Aggregaten von ähnlichem Glimmer, Biotit und Zoisit, ferner Bruchstücken einer amorphen Substanz und vielen Ilmenitkriställchen (mit Titanit).

5. *Melaphyr.* Keine Einsprenglinge oder Einsprenglinge von Augit in einer Grundmasse von Feldspäten (Plagioklas und Orthoklas) und Augit, ferner spärlicher brauner Hornblende oder Biotit, Magnetit (Körnchen), Hämatit, Ilmenit (Leisten), Pyrit und Apatit. Die Struktur ist porphyrisch, diejenige der Grundmasse ziemlich verworren feinkörnig, wie bei 1 (wenn Augit vorherrscht) oder 2 (bei vorherrschendem Feldspat). Die Augiteinsprenglinge sind bisweilen magmatisch korrodiert. Die Textur ist bisweilen amygdaloid, oder auch geschichtet oder wulstig. Das Gestein ist bisweilen besonders frisch. Als Zersetzungsprodukte sind zu nennen: Chlorit, Epidot (Pistacit), Sericit, Calcit, Limonit, Leucoxen. In Hohlräumen finden sich Quarz, Calcit und Zeolithe.

6. *Diabas.* Einsprenglinge von Augit oder keine Einsprenglinge. Grundmasse von Feldspäten (Orthoklas und Plagioklas), Augit, seltener Biotit und/oder brauner Hornblende, ferner Magnetit, Hämatit, Ilmenit und Apatit. Struktur porphyrisch (wenn mit Einsprenglingen); Grundmasse ophitisch. Die Einsprenglinge sind magmatisch korrodiert. Das Gestein ist meistens ziemlich frisch. Als Zersetzungsprodukte sind Chlorit, Epidot, Sericit, Calcit und Leucoxen zu nennen; hierzu treten Quarz und Zeolithe. Dieses Gestein ist aus dem spanischen Keuper bereits beschrieben worden unter den Namen *Augitporphyrit* Dereims

(Lit. 26, S. 91), *Porphyrit* Michel-Lévy und Bergeron (Lit. 31, S. 120), *Diabas (Ophit)* Wurm (Lit. 98, S. 92—94) und *Ophit* San Miguel (Lit. 79, S. 332—333).

Fraulein C. M. Koomans hat von diesem Gestein die nachfolgende chemische Analyse gemacht:

SiO_2	48.30	si	111
TiO_2	2.26	al	18½
P_2O_5	0.25	fm	45
Al_2O_3	13.68	c	28
Fe_2O_3	3.65	alk	8½
FeO	3.26		
MnO	0.28	ti	3.86
MgO	9.35	p	0.28
CaO	11.36	h	20.0
Na_2O	3.14		
K_2O	1.04	k	0.18
H_2O +	2.00	mg	0.71
H_2O —	0.61		
CO_2	1.07	c : fm	0.62
	100.25		

7. *Hornblendeaugitporphyrit.* Einsprenglinge von brauner Hornblende und Augit in einer Grundmasse von Plagioklas, Orthoklas und Hornblende, ferner Magnetit, Hämatit, Pyrit, Ilmenit und Apatit. Struktur porphyrisch; Grundmasse entweder grobkristallin, hauptsächlich aus Feldspäten mit Hornblendeschüppchen aufgebaut, oder feinkristallin (mit Vorherrschen der Hornblendeschüppchen). Sekundär sind Chlorit und Calcit, dazu etwas Limonit und Leucoxen. Oft ist der Augit nicht mehr vorhanden; man erkennt die Umrisse der Einsprenglinge an Säumen von Erzteilchen, zwischen denen eine Fülle von Hornblendeschüppchen liegt. Seltener sind sämtliche Einsprenglinge in Biotit und eine körnige Masse umgewandelt worden; die Grundmasse enthält in diesem Falle gleichfalls Biotit statt Hornblende.

8. *Basaltglas.* Grüne, amorphe Masse in welcher nur Chlorit und Erze zu unterscheiden sind. Textur fluidal und amygdaloid. Die Mandeln sind ausgefüllt mit Siderit (dazu Limonit), Magnetit, Hämatit und Zeolithen.

9. *Tuffe.* Diese Gesteine bestehen aus bis einigen cm. grossen, eckigen Bruchstücken von verschiedenen Ergussgesteinen und Kristallen von Augit, brauner Hornblende, Biotit und Quarz in einer spärlichen Basis von calcitischem Material. Die Ergussgesteinsbruchstücke sind hauptsächlich Hornblendeaugitporphyrite von feiner sowie grober Struktur.

Viele Autoren sprechen von diesen und ähnlichen Ergussgesteinen aus dem Keuper der Keltiberischen Ketten als von „Ophiten". Nur für spanische Gesteine wird dieser Name gebraucht, wohl durch

die Analogie mit den Ophiten der Pyrenäen, welche gleichfalls im Keuper liegen. Es kommt mir aber besser vor, den Namen „Ophit'' zu beschränken auf Gesteine mit auffallender und für den Habitus des Gesteins bestimmender ophitischer Struktur. Die vorliegenden, in erster Linie durch ihre porphyrische Struktur charakterisierten Gesteine kann man besser mit dem Namen „G r ü n s t e i n e'' oder „O p h i o l i t h e'' andeuten; bisher hat nur SCHRIEL (Lit. 85, S. 26) dieses getan.

2. G a n g g e s t e i n e d e s K e u p e r s.

Vielerorts ist der Keuper in Spanien der Sammelplatz jüngerer Ganggesteine, welche neben den Ergussgesteinen und mit diesen vermischt auftreten. Erst in der jüngsten Zeit hat man angefangen sie nach Art und Alter zu scheiden. BURRI und PARGA haben die jüngste Zusammenfassung der atlantischen jungvulkanischen (neozoischen) Gesteine gegeben (Lit. 15, 16) [1]). Daneben haben bisher nur die Ophite und Lherzolite der Pyrenäen grössere Bekanntheit erworben. LACROIX betont, dass in den Pyrenäen Keuper-Ergüsse und jüngere Ganggesteine nebeneinander vorkommen; die letztgenannten verbindet er mit einer Tufferuption im Unteren Lias (Lit. 51, S. 148). Nach LACVIVIER sind die Lherzolithintrusionen in den Pyrenäen jünger als der Mittlere Lias und älter als der Oberjura (Lit. 53, S. 979). KILIAN (Lit. 6, S. 496—500) beschrieb Ophit-Gänge von Granada, die bis in das Toarcien (Lias ζ) vorgedrungen sind. Da im Camarena-Gebiet Tuffe im Charmouthien (Lias γ—δ) und im Toarcien (Lias ζ) auftreten, liegt es nahe, die Ganggesteine mit diesen zu verbinden und ihnen ein liassisches Alter zuzuschreiben; ihr Mineralbestand und Chemismus sprechen entschieden gegen eine Verbindung mit der jungvulkanischen, atlantischen Gesteinsserie (siehe das Diagramm Abb. 11).

Ausser in den Pyrenäen hat man die Ergussgesteine und die pazifischen, wohl alle liassischen, Ganggesteine im Keuper nie geschieden gehalten. Aus den Gesteinsbeschreibungen geht jedoch hervor, dass der in Camarena durch die von ihm verursachte Metamorphose des Keupers mit Bestimmtheit als intrusiv erkannte Gesteinstypus auch anderswo in Spanien vorkommt. Die ophitische bis ophitisch-porphyrische, meistens grobkörnige Struktur, das fast vollständige Fehlen von Grundmasse und die verhältnismässige Frische dieser Gesteine unterscheiden sie leicht von den echt porphyrischen, feinkörnigen, fast immer stark umgewandelten Ergussgesteinen des Keupers. Auf Grund dieser Erwägungen betrachte ich die folgenden aus dem Keuper von Spanien beschriebenen Gesteine als zu dieser Serie von Ganggesteinen gehörig: *Ophit* MACPHERSON (Lit. 80, S. 68), RICHTER p.p. (Lit. 69, S. 60), SAN MIGUEL p.p. (Lit. 81, S. 336—337); *Diabas* DEREIMS (Lit. 26, S. 91), MICHEL-LÉVY und BERGERON (Lit. 31, S. 119), SAN MIGUEL p.p. (Lit. 80, S. 65—68); *Diabasporphyrit (Ophit)* HAANSTRA p.p. (Lit. 40, S. 18); *Diorit* älterer spanischer Autoren (z. B. Lit. 92, S. 662; 93, S. 70, 88;

[1]) Hierzu gesellen sich noch ein von HAANSTRA beschriebener Camptonit und Monzonit(?) (Lit. 40, S. 16).

22, S. 240); *olivinfreier Melaphyr (Augitporphyrit)* San Miguel (Lit. 78, S. 342—344).

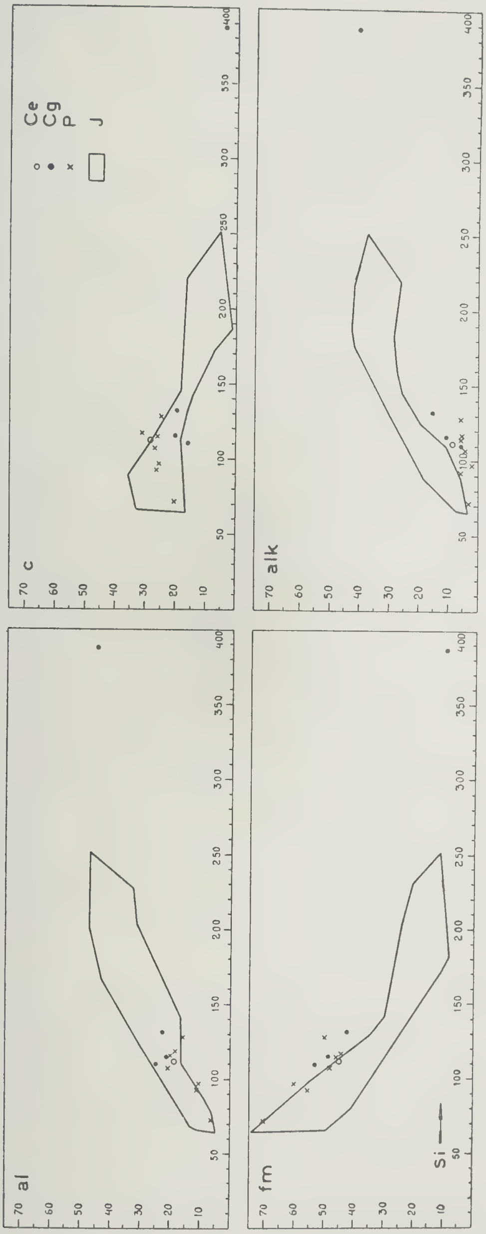


Abb. 11.

Differentiationsdiagramm der Ergussgesteine (Ce) und Ganggesteine (Cg) von Camarena de la Sierra, der Ophite der Pyrenäen (P) (nach Lacroix, Lit. 52) und der jungvulkanischen Gesteine der iberischen Halbinsel (J) (nach Burri und Parga-Pondal, Lit. 15).

Die folgenden Typen sind im Gebiet von Camarena vertreten:

1. *Augitsyenodiorit-Ophit.* Plagioklas bald mit grober, bald mit äusserst feiner Zwillingslamellierung, bisweilen zonar gebaut. Herr R. J. H. Raken bestimmte sein Anorthitgehalt zu 35 %. Orthoklas, oft mikroperthitisch mit Albit verwachsen. Augit, oft rötlich (titanhaltiger Augit bit Titanaugit) oder grünlich (diopsidischer Augit), oft zonar gebaut, häufig verzwillingt; so beobachtete ich u. A. einen schönen Sandläuferzwilling. Die beiden Augitarten treten nebeneinander auf. Wenig oder keine primäre basaltische Hornblende. Wenig oder kein primärer Biotit. Akzessorisch treten immer Apatit und Magnetit auf; der letztere ist bisweilen mit Biotit verwachsen. Weiter können auftreten Pyrit und Hämatit, welche bisweilen zusammen eingeschlossen sind in Magnetit; auch umwächst bisweilen der Hämatit den Pyrit. Schliesslich können Ilmenit und Titanit auftreten, welche bisweilen polysynthetisch verzwillingt sind.

Sekundär tritt in grösseren Mengen Muskovit auf. Die dunklen Gemengteile verwittern meistens zu einem Gemenge von Chlorit und Erz; seltener sind Saussurit, Epidot, Serpentin, sekundärer Biotit und sekundäre braune Hornblende. Zu den Erzen gesellen sich Leukoxen, Limonit und sekundärer Hämatit. In Hohlräumen finden sich öfters Zeolithe, Analcim, Natrolith, Quarz, Calcit, Magnetit und Hämatit.

Das Gestein enthält 34—56 Volumprozent Plagioklas (61—87 % der Feldspäte), 8—29 % Orthoklas, 17—34 % Augit und 2½—8 Vol.% Erz. Seine chemische Zusammensetzung bestimmte Frl. C. M. Koomans (Analyse A); es gehört danach zum normalgabbroiden bis noritischen Magmentypus.

Die Struktur ist durch die Form des Augits bedingt. Sie ist immer hypidiomorph körnig und richtungslos. Der Plagioklas ist öfters fast idiomorph. Der Augit tritt öfters in mehr oder weniger idiomorphen Kristallen in der Feldspatmasse auf, wobei die Feldspäte in der Regel grösser sind als die Augite; man könnte diese Struktur als porphyrisch bezeichnen. Daneben findet sich sehr häufig ophitische Struktur. Seltener ist der Augit allotriomorph im Feldspat eingebettet; diese Struktur macht den Eindruck durch magmatische Korrosion entstanden zu sein. Die ophitische und die porphyrische Struktur treten öfters nebeneinander auf.

2. *Augitsyenit-Ophit.* Plagioklas, mit grober Zwillingslamellierung. Orthoklas, welcher oft als Saum um den Plagioklas ausgebildet ist. Weiter treten alle übrigen Mineralien des Augitsyenodiorit-Ophits auf. Auch die Struktur ist für beide Gesteine etwa die gleiche.

Das Gestein enthält 19—30 % Plagioklas (28—38 % der Feldspäte), 48—60 % Orthoklas, 12—23 % Augit, 0—2½ % Biotit, 1½—4½ % Erz und 0—2 % Titanit. Die chemische Zusammensetzung zeigt Analyse B; danach gehört das Gestein dem gabbrodioritischen Magmentypus an. Die für diesen Typus relativ hohe alk-Zahl erklärt das Vorherrschen von Orthoklas, in seinen übrigen Merkmalen (Augitgehalt, ophitische Struktur) steht das Gestein den Syenodioriten näher als den Syeniten.

San Miguel de la Cámara (Lit. 80) hat von Camarena ein ähn-

liches, aber stark albitisiertes Gestein beschrieben. Dieses enthält Albit, Mikroklin, Orthoklas, Augit (titanhaltig oder grünlich), sekundäre braune Hornblende (Uralit), Prehnit, Ilmenit, Titanit, Apatit; ferner Rhipidolith, Pennin und Leucoxen.

3. *Hybrider Ophit.* Gesteine der beiden vorigen Gruppen enthalten oft bis 20 cm. grosse, meistens flache Einschlüsse von Quarzit von der gleichen Art wie wir sie im Olivindiabas fanden. Auch hier häuft sich der Augit an den Rändern der Einschlüsse.

4. *Hornblendevogesit.* Dieses lamprophyrische Ganggestein wurde nur zweimal beobachtet. Es besteht für 64—74 Vol.% aus basaltischer Hornblende. Hierzu gesellt sich nur 1—5 % Augit, welcher idiomorph ausgebildet ist, wie in manchen Ophiten. Die hellen Gemengteile sind Orthoklas und Mikroperthit (zusammen 17½—20 Vol.%) und Plagioklas (5—11½ Vol.%), dazu sehr wenig Quarz. Ferner treten Magnetit, Ilmenit und Apatit auf (½—2 Vol.%). Als sekundäre Mineralien sind zu erwähnen: Muscovit, wenig Serpentin, Chlorit, Epidot, sekundäre Hornblende und Leukoxen. Die chemische Zusammensetzung zeigt Analyse C; der entsprechende Mangmentypus ist der normalgabbroide bis noritische.

	A	B	C	D
SiO_2	47.61	50.20	48.66	71.56
TiO_2	2.54	3.30	2.47	0.00
P_2O_5	0.23	0.25	0.21	0.11
Al_2O_3	14.76	15.00	18.51	14.23
Fe_2O_3	7.44	6.21	1.89	1.31
FeO	4.49	3.82	4.45	0.12
MnO	0.15	0.14	0.11	0.04
MgO	7.23	5.39	12.23	0.41
CaO	7.88	6.95	6.69	0.78
Na_2O	3.77	4.73	2.02	4.02
K_2O	1.13	2.30	0.97	5.62
H_2O + ...	2.40	1.67	1.58	1.26
H_2O —	0.46	0.32	0.31	0.40
	100.09	100.28	100.10	99.86
si	114	131	110	387
al	21	23	25	45½
fm	48½	42	53	9½
c	20	19½	16	4½
alk	10½	15½	6	40½
ti	4.6	6.4	4.2	0.0
p	0.29	0.31	0.27	0.32
h	22.8	17.2	14.3	2.99
k	0.16	0.24	0.23	0.48
mg	0.53	0.50	0.77	0.35
c : fm	0.42	0.46	0.30	0.48

5. *Aplit.* Nur einmal wurde ein leukokrates Ganggestein beobachtet. Es besteht für 85 Vol.% aus Orthoklas, zu dem sich vielleicht etwas Anorthoklas gesellt. Die übrigen 15 % sind Quarz; dieser ist bisweilen mikropegmatitisch mit dem Orthoklas verwachsen. Für die chemische Zusammensetzung siehe Analyse D; das Gestein zeigt danach engadinitischen Chemismus.

3. Tuffe des Lias.

Wie im Abschnitt „Oberer Lias'' auseinandergesetzt worden ist, findet man im Lias zwei Tuffserien, und zwar die untere im mittleren Charmouthien (Lias γ—δ), die obere im oberen Toarcien (Lias ζ). Jede von ihnen besteht aus einer bis mehreren, bis 40 m. mächtigen Schichten eines mehr oder weniger lockeren, brekziösen bis konglomeratischen, grau- oder dunkelgrünen bis grünlichschwarzen, auch roten oder braunen Gesteins, das auf den ersten Blick aussieht wie verwitterter Ophiolith und von den spanischen Geologen daher auch für „Ophit'' gehalten worden ist (Lit. 56, S. 411) (Abb. 5). Bakx (Lit. 4, S. 168) hat zuerst die Tuffnatur dieser Gesteine erkannt. Wir können drei Typen unterscheiden:

1. *Olivinbasalttuffe.* Eckige bis mehr oder weniger abgerundete Lapilli von einigen mm. Durchmesser, vermischt mit vulkanischem Sand (ein einziges Mal fand ich auch eine Bombe von etwa 20 cm. Durchmesser). Die Masse ist entweder locker oder mit Calcit verkittet. Die Lapilli bestehen aus einer stark verwitterten Glasbasis (Chlorit, Saussurit, Limonit, Calcit, Magnetit), in welcher bisweilen Kristallumrisse von Augit und Plagioklas zu erkennen sind, mit Einsprenglingen von gänzlich verwittertem Olivin (Serpentin, Calcit). Die Glasbasis kann auch sphärulitisch entglast sein. In den Sandkörnern kann der Olivin fehlen; vereinzelt fanden sich Körner von unverwittertem Palagonit. Bisweilen enthalten die Olivinbasaltlapilli fremde Einschlüsse von Quarz; auch begegnete ich in einem Dünnschliff losen Quarzkörnern. Die Herkunft dieses Quarzes ist wohl dieselbe wie die der Quarziteinschlüsse in den Ophiolithen und Ganggesteinen.

2. *Olivinbasalttuffite.* Zu den Körnern von Olivinbasalt gesellen sich mehr oder weniger abgerundete Körner von Kalkstein, von Dolomit und von Sandstein mit kalkigem Bindemittel. Die Kalksteinkörner sind am häufigsten. Es wurden Gerölle von verschiedenen Kalksteinarten gefunden, welche bis 30 cm. Durchmesser erreichen. Dieser Kalkstein enthält meistens Skelette von Spongien und Kleinforaminiferen, welche mir aus den triassischen und liassischen Kalken des Camarena-Gebiets nicht bekannt sind. Auch die Härte und schwarze Farbe dieser Kalksteine ähnelt mehr z. B. dem belgischen Kohlenkalk als den Kalksteinen des Aufnahmegebiets. Ich nehme daher an, dass sie paläozoisch sind. Sie wären dann bei der Eruption heraufgefördert worden.

3. *Olivinbasalttuffit-Kalksteine.* Eckige bis abgerundete Körner von vulkanischem Sand und Körner von Kalkstein, Dolomit und Sandstein (also wie 2) liegen in einer Kalksteinmasse (z. B. Schicht (6) des

Liasprofils am Bco. de las Cuernos). Es sind also zu gleicher Zeit Kalkstein und verteilter vulkanischer Sand abgelagert worden. Diese Randfazies der Tuffe führt über in die Kalkfazies der betreffenden Liasschichten.

Ein paar Mal fand ich Fossilien (Lamellibranchiaten) in den Tuffen. Auch die oft beobachtete Abrundung der Körner, Kreuzschichtung (sehr selten) und die Ablagerung zusammen mit Kalkstein (3) weisen auf Ablagerung der Tuffe in seichtem Wasser. Feinere und gröbere Schichten wechseln in jeder Tuffserie miteinander und mit Kalkbänken von wechselnder Mächtigkeit ab. So wird die untere Tuffserie (Charmouthien) meistens von einigen Metern Kalkstein in zwei Schichten verteilt, welche jede für sich wieder bis 10 cm. mächtige Kalkbänkchen führen können. Die obere Serie (Toarcien) besteht im Profil am Bco. de los Cuernos aus drei Schichten mit Kalkbänken dazwischen. Die mittlere Mächtigkeit der unteren Serie beträgt etwa 10 m., die der oberen etwa 30 m. Die obere, welche die Lias-Dogger-Grenze markiert, ist im ganzen Aufnahmegebiet vorhanden; die untere fehlt an vielen Stellen, so z. B. im Gebiet Bakx', auf der Truena-Hochebene und weiter westlich, und an vielen Stellen auf der Javalambre-Hochebene. Jedenfalls sind beide auf die nächste Umgebung des Javalambre beschränkt, da die Geologische Karte von Spanien nur hier „Ophite" im Jura aufweist, und in der ganzen Literatur keine ähnlichen Ablagerungen erwähnt werden. Andere Liastuffe sind mir nur bekannt aus dem unteren Lias von Ségalas in den Pyrenäen (Lit. 51).

IV. MINERALIEN.

1. Sedimentäre Mineralien.

Es sollen in diesem Abschnitt nur jene Mineralien behandelt werden, die in Kristallform auftreten. Für die Beschreibung der Kalksteine und Dolomite, der körniger Gipslager, der limonitreichen Kalke und Eisenoolithe und der im Quellwasser aufgelösten Salze sei nach dem Abschnitt „Stratigraphie'' verwiesen.

Quarz findet sich im Keuper in der Form von hexagonalen Prismen $\{10\bar{1}0\}$ mit hexagonalen Scheinpyramiden $\{10\bar{1}1\}$ und $\{01\bar{1}1\}$ an den beiden Enden. Diese sind weiss oder rötlich, durchsichtig oder undurchsichtig, und erreichen eine Länge von höchstens 17 mm. Die Sammlung TERPSTRA enthält einen kurzen Kristall von 14 mm. Dicke. Im Allgemeinen erreichen diese „Jacintos de Compostela'' (Hyazinthe von Santiago de Compostela, vgl. Lit. 86*a*, S. 95) nur eine Länge von 5 mm. (Lit. 98, S. 80). Ausser im Keuper findet man sie auch im „Rhaet'', in dem sie besonders weit verbreitet sind als kleine Kriställchen von nur wenigen mm. Länge.

*Dolomit*kristalle finden sich öfters im Keuper. Sie sind rhomboedrisch nach $\{10\bar{1}1\}$ ausgebildet und erreichen bis 18 mm. Durchmesser; meistens sind sie aber nur wenige mm. gross. Der Dolomit ist durchsichtig weiss bis grau; eine schwarze (kohlige?) Substanz ist öfters unregelmässig in den Kristallen verteilt.

Die Varietät *Teruelit,* welche ebenfalls im Keuper auftritt, unterscheidet sich vom Dolomit durch seine tiefbraune bis schwarze Farbe. Nach BRUN (Lit. 12, S. 104) wird diese Färbung durch zahlreiche eingestreute Magnetitkörnchen, nach GAUBERT (Lit. 26, S. 178, Fussnote) durch kohlige, nach LACROIX (Lit. 50, III, S. 648—649, Fig. 9—12) durch tonige Substanz hervorgerufen. Für die Richtigkeit der erstgenannten Ansicht sprach der FeO-Ueberschuss, für die der letzten der Gehalt an unlöslicher Substanz in den Analysen (A nach BRUN, Lit. 12, S. 104, Summe korrigiert; B nach EISENHUTH, Lit. 32, S. 602; C nach RAMMELSBERG, aus Lit. 86*a*, S. 160). Um diese Frage zu klären, machte Frl. C. M. KOOMANS von den von mir gesammelten Kristallen eine neue Analyse (D).

	A	B	C	D
CO_2	45.47	44.94		45.18
CaO	31.74	30.73		29.76
MgO	18.12	18.04		19.83
MnO	Sp.			0.65
FeO	3.94	4.52		2.05
Fe_2O_3				1.20
H_2O + ...				0.96
Unlöslich ...	0.90	0.71		—
	100.17	98.94		99.63

	A	B	C		D
$CaCO_3$	56.64	54.84			53.14
$MgCO_3$	37.89	37.73			41.43
$FeCO_3$	2.11	3.01			0.46
MnO	Sp.		1.56	$Mn(OH)_2$	0.80
FeO	2.63	2.65	3.88	$Fe(OH)_2$	2.25
Fe_2O_3				$Fe(OH)_3$	1.55
	99.27	98.23			99.63

Die neue Analyse lässt keinen Gehalt an unlöslicher Substanz erkennen. Weiter zeigt der Dünnschliff kleine, undeutlich begrenzte Körnchen einer amorphen, bräunlichen, wohl limonitischen Substanz und Kriställchen des regulären Systems, welche in Limonit umgewandelt sind, nebst einem Körnchen von Pyrit. Alles weist also darauf hin, *dass die dunkle Farbe von dem für den Teruelit charakteristischen überschüssigen (nicht an CO_2 gebundenen) Fe (und Mn) herbeigebracht wird*, in der Form von Oxyde oder Hydroxyde, welche ihrerseits möglicherweise aus dem Sulfid hervorgegangen sind.

Die Kristalle (Abb. 12 und 12*a*) sind scheinbar holoedrisch ausgebildet. Sie zeigen eine Kombination der Rhomboedern $\{40\bar{4}1\}$ und $\{10\bar{1}1\}$, wobei die Kanten zwischen den Flächen der beiden Rhomboedern durch $\{24\bar{6}1\}$ (links und rechts) abgestumpft werden. Weiter tritt $\{0001\}$ untergeordnet auf. Bisweilen sind die Kristalle tafelig nach $(10\bar{1}1)$ und $(101\bar{1})$ ausgebildet. Im allgemeinen sind sämtliche Flächen ausser $\{40\bar{4}1\}$ korrodiert. Die natürlichen Aetzfiguren dieser Flächen zeigen uns, dass diese scheinbar holoedrischen Kristalle von hemiedrischer Natur sind (Abb. 13); dies ist also in Uebereinstimmung mit ihrer Einreihung bei Dolomit. Die grössten Kristalle haben 12 mm. Durchmesser. Es sei noch erwähnt, dass ich den Teruelit nur an einer Stelle gefunden habe, wo dicht in der Nähe Ophiolith und eine Ader von Siderit anstehen (bei 9′0″—39′34″).

Gips ist besonders häufig im Keuper und im Jungtertiär; es wurden weiter einige Kristalle gesammelt im Wealden. Die Kristalle des Keupers und Jungtertiärs sind oft faserig ausgebildet. Daneben treten flache

Kristalle auf nach {010}[1]; besonders im Keuper sind diese tafeligen Kristalle weit verbreitet. Sie sind oft wellig, oft aber auch vollkommen flach. Ausser (010) und ($0\bar{1}0$) sind meistens keine Begrenzungsflächen deutlich ausgebildet; diese sind gewöhnlich stark korrodiert. In der Sammlung Bakx fand ich ein rhombenförmiges Kristall, begrenzt von (010), ($0\bar{1}0$), (110), ($1\bar{1}0$) und (111). Selbst besitze ich ein 24 *cm.*

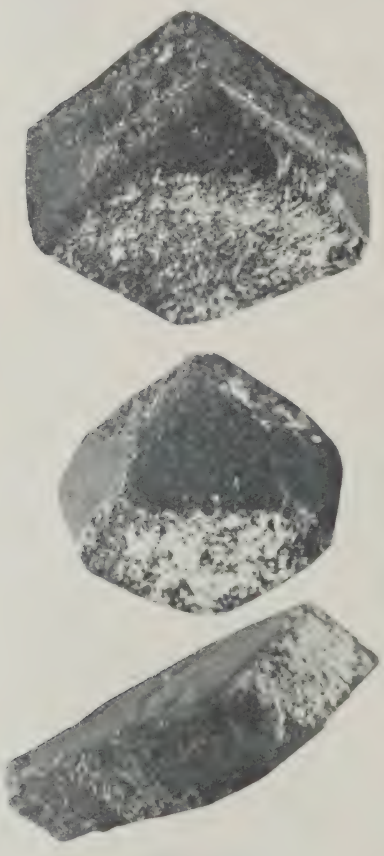


Abb. 12.
Kristalle von Teruelit aus dem Keuper bei Camarena (vergr. 5 ×).

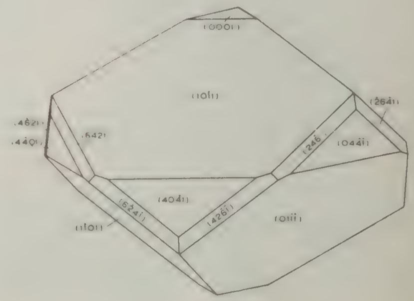


Abb. 12*a*.
Kristall von Teruelit aus dem Keuper bei Camarena.

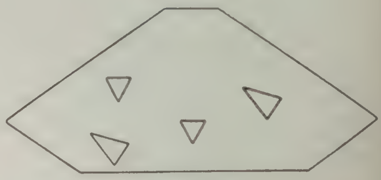


Abb. 13.
Natürliche Aetzfiguren auf einer Rhomboederfläche von Teruelit.

langes Kristall, welches treppenförmig aus (010)- und (110)-Flächen aufgebaut ist, während weiter (111) in zahlreichen kleinen Flächen auftritt.

Im Jungtertiär finden sich ausser tafeligen Kristallen im Mergel oft sehr flach linsenförmige Individuen von weniger als 1 cm. Durchmesser in rosettenartigen Aggregaten. Weiter enthält die Sammlung Roodhuyzen rhombenförmige, nach {010} tafelige Kristalle, welche begrenzt werden von ($10\bar{1}$), ($\bar{1}01$), ($30\bar{1}$) und ($\bar{3}01$) und aufgewachsene

[1]) Indices von Miller.

Rhomben nach $\{111\}$ und $\{11\bar{1}\}$ zeigen (Abb. 14). Daneben finden sich Zwillinge nach (101), begrenzt von den Flächen (301) und (601)

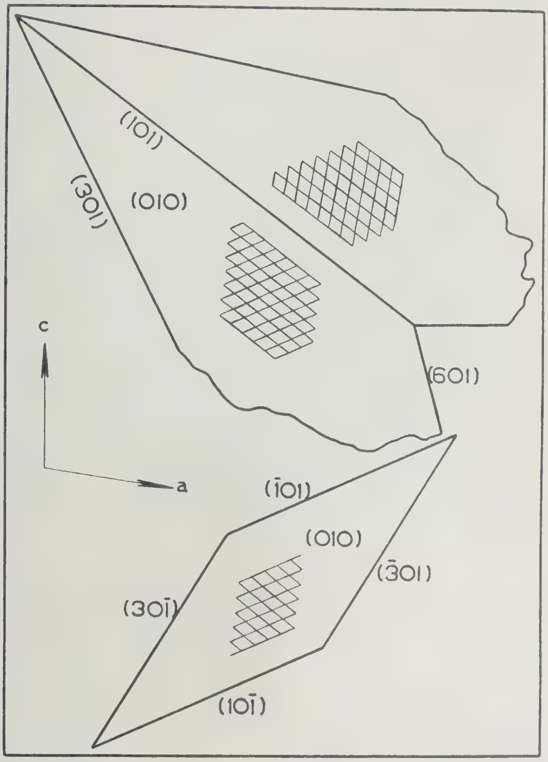


Abb. 14.

Kristalle von Gips aus dem Pontien bei Riodeva.

(untergeordnet auch (24.0.1); sie sind gleichfalls tafelig nach $\{010\}$ und zeigen die gleichen aufgewachsenen Rhomben, welche in der Zeichnung als eine rautenförmige Streifung angedeutet sind (Abb. 14). Beide tertiäre Formen zeigen also neue Flächen: (301), $\{30\bar{1}\}$, (601) und (24.0.1), welche übrigens alls korrodiert sind, sodass nicht zu sagen ist ob auch (3 k 1)-Flächen usw. auftreten. Die Kristalle sind durch Mergeleinschlüsse dunkelgelb gefärbt. Sie erreichen bis 9 cm. Durchmesser.

Die drei Gipskristalle, welche ich im Wealden sammelte (Abb. 15), sind Zwillinge nach (100). Jedes Individuum bildet weiter ein Parallelaggregat von sägezahnartig hervorspringenden Kristallen. Diese sind tafelig nach $\{010\}$ und nach oben begrenzt von (122), $(1\bar{2}2)$, (111), $(\bar{1}\bar{1}1)$, (322), $(3\bar{2}2)$, (332) ? und $(3\bar{3}2)$? nach unten von $(33\bar{4})$, $(3\bar{3}\bar{4})$, $(38\bar{4})$? und $(3\bar{8}\bar{4})$?. Ein Teil dieser Flächen ist neu. Sie sind öfters korrodiert; die verschiedenen Zonen erscheinen dabei als stark gekrümmte Flächen (102), (101), (302) und $(30\bar{4})$. Die von diesen Flächen gebil-

deten Spitzen sind bisweilen abgestumpft von (110) und (1$\bar{1}$0). Die (010)-Flächen zeigen eine feine Streifung nach (11$\bar{1}$).

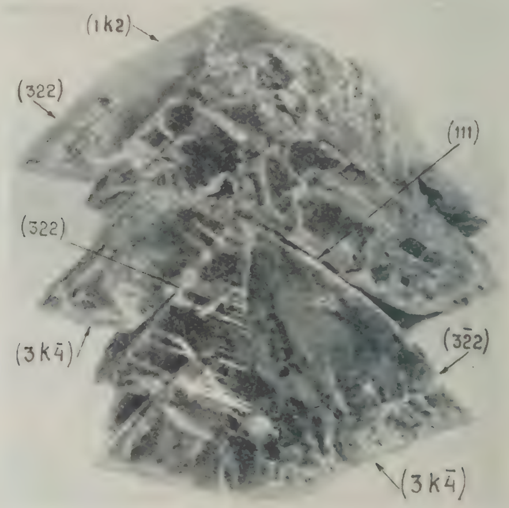


Abb. 15.

Gipskristall aus dem Wealden bei Riodeva (vergr. 2 ×).

2. Konkretionen und Drusenbildungen.

Feuersteinknollen finden sich im Lias und sehr häufig im Dogger. Es sind undurchscheinende, grauweisse, rundliche Gebilde, meistens von einem halben dm. Durchmesser und selten grösser als 1 dm. Im Toarcien tuff fand ich einmal einen schwarzen Feuerstein. Im Dünnschliff zeigt sich, dass diese Konkretionen unzählige Nadeln und Skelettbruchstücke von Spongien enthalten. Diese sind entweder ganz oder zum Teil in ein blätteriges Aggregat von Chalcedon umgewandelt; der Kern besteht öfters noch aus Calcit. Sie liegen dabei in einer Grundmasse von Chalcedon und Calcit, in welcher auch einzelne Quarzkörner schwimmen. Der schwarze Feuerstein aus dem Toarcientuff zeigt limonitisierte Tuffitbestandteile (Bruchstücke von Basalt sowie von Kalkstein mit Spongienskeletten) und Nadeln und Skeletteile von Spongien, welche noch ganz aus Kalk bestehen, in einer Grundmasse von schuppigem Chalcedon. Beide Typen entsprechen den französischen „chailles" (Cayeux, Lit. 18, S. 491 ff.). Es ist hervorzuheben, dass sie auch in Frankreich im Jura auftreten.

In Schicht (8) des Liasprofils am Bco. de los Cuernos ist der Chalcedon als eine 3—5 mm. dicke Schicht von unregelmässiger Oberfläche den Kalksteinen zwischengelagert.

Sehr grosse Feuersteinartige Gebilde, welche bis ½ m. Durchmesser erreichen können, finden sich im Wealden.

Markasit findet sich im Dogger und im Unteren Malm in der Form von radialstrahligen Knollen von verschiedener Form, welche meistens nur wenige cm. gross und niemals grösser als 1 dm. sind. Sie sind immer vollständig in Limonit umgewandelt. Ihre Oberfläche ist besetzt mit Kriställchen nach $\{110\}$ und $\{012\}$ bezw. $\{013\}$.

Limonit findet sich häufig in millimeterdünnen bis einigen cm. dicken Schnüren von rundlichem Querschnitt in den Liastuffen und auf den Flächen der Liaskalksteine unter (bisweilen auch über) diesen Tuffschichten.

Calcit findet sich im Keuper in konzentrisch gebauten, nierenförmigen Konkretionen von mehreren dm. Durchmesser, in deren Mitte oft bröckliger Mergel erhalten ist. In der Sammlung Terpstra befindet sich eine solche Konkretion mit im Zentrum gut ausgebildeten Calcitrhomboedern $\{10\bar{1}1\}$ mit schwach gekrümmten Flächen. Im Charmouthientuff fand ich eine Druse von Calcit mit auf den Wänden des Hohlraums aufgewachsen zahlreichen millimetergrossen Kriställchen, ausgebildet nach dem Prisma $\{10\bar{1}0\}$ mit den Rhomboedern $\{10\bar{1}1\}$ und $\{04\bar{4}1\}$. In einem Hohlraum in einer tektonischen Brekzie im Infralias fand ich kleine Rhomboeder von Calcit nach $\{30\bar{3}1\}$.

3. Hydrothermale Mineralien.

Hydrothermale Mineralien treten bei Camarena nicht höher auf als im untersten Dogger gleich über dem Toarcientuff. Im Gebiet Bakx' wurden sie auch nicht höher als im Dogger gefunden (Lit. 4, S. 215). Sie stellen die letzte Phase des Keuper- und Lias-Vulkanismus dar. Insoweit sie in Hohlräumen in Eruptivgesteinen auftreten sind sie bereits im diesbezüglichen Abschnitt behandelt worden.

Quarz findet sich oft auf Spaltflächen in den Ophiolithen und Liastuffen in 1 bis 10 mm. grossen, durchscheinenden Kristallen von weisser bis rötlicher Farbe. Sie zeigen die üblichen Flächen $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$ und $\{01\bar{1}1\}$ Zusammen mit Quarz tritt bisweilen Hämatit auf.

Hämatit findet sich oft in bis 2 mm. grossen Kriställchen auf Spaltflächen in den Ophiolithen, bisweilen zusammen mit Quarz oder mit Pyrit. Die Kriställchen zeigen bunte Anlauffarben. Sie sind ausgebildet nach den Rhomboedern $\{11\bar{2}2\}$ und $\{11\bar{2}4\}$; die Kanten des letztgenannten sind abgestumpft durch $\{1\bar{1}24\}$; untergeordnet tritt $\{0001\}$ auf. Als Roteisenstein tritt der Hämatit in zentimeterdicken Adern auf an der grossen Querverwerfung der Süd-Truena, im Infralias und Lias, und weiter auch im Toarcientuff. Der Roteisenstein umgibt stellenweise Calcit und Siderit, und wird selber umgeben von einer weichern, steinroten und gleichfalls körnigen Masse von Roteisenocker.

Tenorit tritt zusammen mit Anhydrit, Malachit, Azurit und *Limonit* auf in einem Stück Kalkstein, das mir ein Arbeiter in Camarena brachte. Dieses stammt wahrscheinlich aus dem Infralias und wurde gefunden an der Carretera von Camarena nach La Puebla de Valverde.

Psilomelan wird von Bakx aus dem Dogger erwähnt (Lit. 4, S. 215).

Pyrit findet sich auf Spaltflächen in den Ophiolithen in bis ½ cm. grossen Kristallen, wohl oder nicht zusammen mit Hämatit. Die deutlich gestreiften Kristalle sind hauptsächlich ausgebildet als Kuben $\{100\}$ mit abgestumpften Ecken $\{111\}$.

Chalkopyrit fand ich bei (8′47″—38′55″) auf einer Schichtfläche im Keuper in der Nähe eines Ophiolithdurchbruchs in der Form von bis über 1 cm. grossen, rot angelaufenen Kristallen. Einige von diesen sind sehr flächenreich; es ist mir aber nicht gelungen alle diese Flächen zu bestimmen. Ein Individuum ist aufgebaut aus den neuen Skalenoedern $\{623\}$ und $\{6\bar{4}1\}$?. Sehr häufig sind Bisphenoide $\{111\}$ und $\{112\}$, deren Ecken abgestumpft werden von $\{1\bar{1}1\}$, $\{5\bar{5}6\}$ und $\{1\bar{1}2\}$, und die Kanten von $\{001\}$. Die meisten Kristalle sind mit der Basis der Schichtfläche aufgewachsen.

Calcit tritt in bis 2 cm. dicken Adern auf in den Liastuffen. Ich fand es ausserdem ein paar Mal in Adern in Infralias und Lias auf der grossen Querverwerfung der Süd-Truena und im Toarcientuff zusammen mit Roteisenstein und Siderit. In einer Ader konnte ich von innen nach aussen beobachten: Calcit, Siderit, desgl. wechsellagernd mit Roteisenocker, Roteisenstein, Siderit, Roteisenstein, Roteisenocker. Das Ganze ist noch nicht 2 cm. breit.

Siderit findet sich bei (7′4″—39′6″) metasomatisch in Dolomitschichten, welche den Keupermergeln zwischengeschaltet sind, und weiter in den Ophiolithen. Es sind flache Kristalle nach dem Rhomboeder $\{10\bar{1}2\}$, welche häufig nach der Basis verzwillingt sind und öfters gerundete Flächen zeigen. Randlich sind sie in Limonit umgewandelt. Eine 5 cm. dicke Ader aus Siderit und zwischengeschaltetem Limonit fand ich bei (9′0″—39′34″) an einem Kontakt von Ophiolith mit Keuper. Ganz frisch ist der Siderit, welcher als gelbe Kriställchen zusammen mit Calcit und Roteisenstein an der Querverwerfung der Süd-Truena auftritt (siehe oben). Kleine Kriställchen von der gleichen Ausbildung wie im Keuper finden sich bisweilen in den Kalksteinen über den Tuffschichten des Lias.

Dolomit findet sich auf einer Spaltfläche im Muschelkalk am Bco. de la Tejeda (6′47″—38′15″). Ein Versuchsstollen beweist, dass dieser Fundort einmal untersucht worden ist. Der Dolomit ist rhomboedrisch nach $\{10\bar{1}1\}$ in Kristallen von einigen cm. Durchmesser ausgebildet. Er wird durchwachsen von Kriställchen von ? *Hyalophan*; weiter begleiten ihn einige winzige Kriställchen von Azurit und von einem hellblauen undurchsichtigen Mineral (*Chrysokoll?*).

Malachit und *Azurit* begleiten den Tenorit und Anhydrit (siehe oben). Der Azurit wurde ferner beim Dolomit erwähnt.

Anhydrit begleitet den Tenorit. Beide Mineralien durchwachsen einander und sind nicht von Kristallflächen begrenzt. Der Anhydrit wird von vielen grünlichen Flecken von Malachit durchsetzt.

Coelestin bildet bis 5 cm. dicke Adern in den Ophiolithen. Diese sind stengelig ausgebildet in einer Richtung mehr oder weniger senkrecht zu der Spaltfläche.

Zu *Hyalophan* gehören wahrscheinlich drei kleine Kristalle, welche in den oben von Bco. de la Tejeda genannten Dolomitkristallen eingewachsen sind. Ihr spezifisches Gewicht ist 2.6—2.8, die Lichtbrechung etwa 1.53, die Härte 6—6½, die Doppelbrechung klein. Der optische Charakter scheint negativ zu sein mit grossem 2 V. Eine Flammreaktion auf Ba konnte nicht festgestellt werden, wohl aber eine solche auf K.

Abb. 16.

Horst von Buntsandstein (s) der Umbría del Setar, am Bco. de la Bellena. Im Hintergrund die Jurafelsen der Javalambre-Hochebene (j); im Vordergrund Muschelkalk (m).

V. TEKTONIK.

Bemerkungen zur Karte.

Das Zeichen für „Verwerfungen'' ist immer in dem Sinne zu lesen, dass die kleinen Querstriche gegen den gesunkenen Block gerichtet sind. Ueber die Einfallsrichtung der Bruchfläche besagen diese also nichts.

Es wurden stellenweise so viele Bestimmungen von Streichen und Fallen gemacht, dass es unmöglich war, alle in die Karte einzutragen. In solchen Fällen wurden topographisch sich naheliegende und untereinander nur wenig verschiedene Zahlen zu Gruppen vereinigt, deren mittleres Streichen und Fallen in die Karte eingetragen wurde.

1. Das zentrale Triasgebiet.

Man kann in der Unteren Trias des Aufnahmegebiets zwei tektonisch verschiedene Gebiete unterscheiden. Das eine wollen wir als das zentrale Triasgebiet bezeichnen, weil es in der Mitte des Gebiets liegt. Das zweite oder nordöstliche Triasgebiet wird im nächsten Abschnitt behandelt werden. Der Unterschied zwischen den beiden Gebieten besteht darin, dass im zentralen Gebiet der Muschelkalk normal den Buntsandstein überlagert, während er im Nordosten auf Keuper überschoben ist.

Das zentrale Triasgebiet wird, besonders in seinem nördlichen Ausläufer, von zahlreichen Verwerfungen durchschnitten. Diese Verwerfungen und die sie begleitenden Flexuren beherrschen das tektonische Bild dieses Gebiets; daneben ist eine sehr schwache Faltung zu beobachten. Die Ebene des Mediano und des Cabezo liegt fast vollkommen flach (Profile V, 10). Im Süden und Westen ist eine sehr schwache Neigung nach Süden, im N. und E. nach Norden zu erkennen. Das Plateau bildet demnach einen sehr flachen Sattel. E. vom Mediano liegt ein Streifen, der hauptsächlich aus Keuper und „Rhaet'', und ein zweiter, welcher aus Buntsandstein und Muschelkalk besteht. Im

ersten (Profil VI) ist der Muschelkalk fast ausschliesslich nach S., im zweiten (Profil VII) nach N. geneigt. Die nördliche Fortsetzung beider Streifen (Profile VI und VII) bildet einen flachen Sattel bei dem Schnitt mit Profil 17. Die nördliche Hälfte dieses Ausläufers ist ausschliesslich nach NE. geneigt und zeigt ein mittleres Einfallen von etwas weniger als 20°.

Wichtiger als diese schwache Faltung sind, wie bereits erwähnt wurde, die vielen Verwerfungen. Das Cabezo-Plateau wird an der Nord- sowie an der Südseite von senkrechten Verwerfungen mit 120—150 m. Sprunghöhe begrenzt (Profile 10 bezw. V). Der nördliche Ausläufer des zentralen Triasgebiets wird an seiner Westseite von einer gleichfalls fast senkrechten Verwerfung begrenzt, welche sich nach S. etwa fortsetzt in die Ostgrenze des Mediano. Das Gebiet östlich von dieser Verwerfung — also der nördliche Auslaufer und das Triasgebiet E. vom Mediano — wird in seiner Längsrichtung von einer anderen fast vertikalen Verwerfung durchschnitten, welche auf der Hoya de la Majada (7′8″—38′12″) anfängt und nach S. immer grössere Sprunghöhe bekommt. Besonders E. vom Mediano, wo W. von dieser Verwerfung Südfallen und E. von demselben Nordfallen vorherrscht, wird bald eine grosse Sprunghöhe erreicht; dieselbe ist im Profil 10 ± 450 m. (Abb. 16). Sowohl der Mediano wie der nördliche Ausläufer und der eben erwähnte Horst werden von zahlreichen Querverwerfungen von meistens geringer Sprunghöhe durchschnitten.

Besonders erwähnt seien die Verwerfungen, welche das zentrale Triasgebiet nach E. und W. abgrenzen und welche gleichfalls für die Tektonik des Jura von Bedeutung sind. Die westliche Randverwerfung des Cabezo-Plateaus, welche sich nach SW. fortsetzt, hat eine Sprunghöhe von 1500—1700 m. Sie bildet den Ostrand der turolischen Senke und war der Anlass zur Bildung einer Randflexur mit Abschiebungserscheinungen im Jura. Sie wird daher im diesbezüglichen Abschnitt näher behandelt werden. Die östliche Begrenzung des zentralen Muschelkalkgebiets wird gebildet von der Randverwerfung der Javalambre-Hochebene. Die Sprunghöhe derselben ist im Norden gering (Profil 17), steigt aber nach S. an weil die Sprunghöhe des östlichen Triashorstes nach S. grösser wird; im Profil 10 beträgt dieselbe etwa 700 m. (Abb. 16). Nach S. wird der genannte Horst von zwei Verwerfungen begrenzt, welche gleichfalls den Jura betroffen haben.

Eine merkwürdige Erscheinung sind die vielen Flexuren, welche entweder allein darstehen oder die Verwerfungen begleiten. Flexuren mit einer Sprunghöhe von wenigen Metern sind im Muschelkalk des zentralen Triasgebiets nicht selten. Von den grösseren Flexuren ist diejenige am Südrand des Prado Somero am wichtigsten (Profil V) (Abb. 17). Diese ist auch nach E. als Südgrenze des nördlichen Ausläufers zu verfolgen; hier ist sie stellenweise sogar überkippt (Profile VI, VII). Bei der Casa de los Prados (bei 6′52″—37′5″) und bei (6′13″—38′20″) ist diese Flexur verdoppelt; die zwei Teile werden von einer Verwerfung geschieden. Die Flexuren, welche Verwerfungen begleiten, sind in zwei Gruppen zu verteilen. Diejenige, welche die oben im Text absonderlich erwähnten grossen Verwerfungen von über 100 m.

Sprunghöhe begleiten, fallen im Sinne der Verwerfung ein und sind daher wohl als Schleppung zu erklären. Die übrigen aber (Profile V, VI, VII, 17) fallen alle in entgegengesetztem Sinne ein. Wenn man von N. nach S. den nördlichen Ausläufer des zentralen Triasgebiets oder den Nordrand des Mediano durchquert, begegnet man ausschliesslich nach S. einfallenden Verwerfungen, an denen immer der südliche Block abgesunken ist, und entweder südlich oder nördlich oder beiderseits der meisten Verwerfungen ausschliesslich nach N. einfallenden (wenn nicht überkippten) Flexuren, die den südlichen Block gerade immer heben. Diese Erscheinung ist wohl zu erklären durch die Annahme zweier tektogenetischer Phasen. Während der ersten Phase wurden die Flexuren

Abb. 17.

Flexur im Muschelkalk bei der Casa de los Prados, von NW. her (Photo I. M. VAN DER VLERK).

geformt, wohl über Verwerfungen im Untergrund (der oberste Buntsandstein ist jedenfalls noch an den Flexuren beteiligt). Während der zweiten Phase wurde die Bewegungsrichtung umgekehrt und durchbrachen die Verwerfungen im Untergrund die Flexuren der ersten Phase.

Ein Blick auf die Karte genügt um zu sehen, dass unter den Bruchrichtungen besonders die NNW- und die ESE-Richtung vorherrschen. Um diese Richtungen genauer festzulegen, wurden die Bruchrichtungen statistisch bearbeitet (Abb. 18). Es wurden 18 Gruppen von Streichrichtungen von je 10° unterschieden; auf der Karte wurde ausgemessen, wieviel Kilometer Verwerfungen in jede Gruppe fallen. Dabei wurde darauf geachtet, dass bei schief einfallenden Verwerfungen die Streichrichtung bestimmen soll, zu welcher Gruppe die Verwerfung gehört, und nicht die von der Topographie beeinflusste Richtung auf der Karte. Das Resultat ist sehr merkwürdig. Es zeigt sich, dass vier Richtungen

deutlich vorherrschen. Dem Paar N. 10°—20° E. und 110°—120° kommt die grösste Bedeutung zu; daneben treten 30°—40° und 130°—140° auf den Vordergrund. Die Gipfel sind annähernd symmetrisch, sodass diese Gruppen etwa den Richtungen N. 15° E., 115°, 35° und 135° entsprechen. Uebergangsrichtungen zwischen 15° und 115° einerseits und 35° und 135°

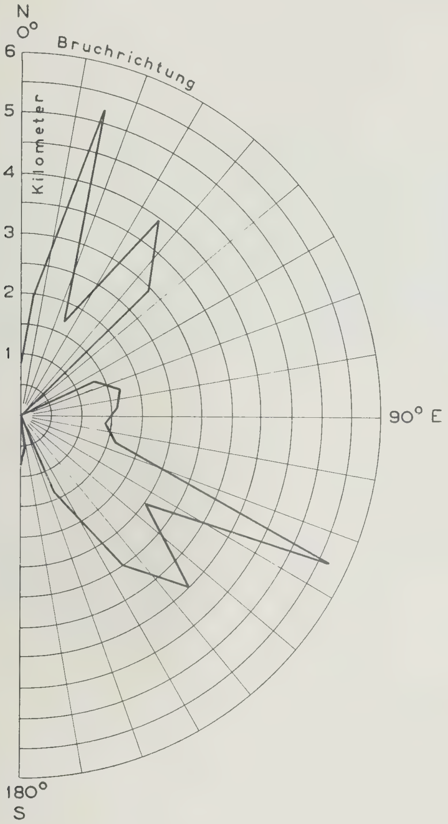


Abb. 18.

Graphische Darstellung der Frequenz der verschiedenen Bruchrichtingen im Buntsandstein und Muschelkalk.

andererseits sind nicht häufig. Ein Abwechseln der beiden Richtungen bedingt der zickzackförmige Verlauf einiger Verwerfungen (Ostrand des Prado Somero). Auch die im nächsten Abschnitt zu behandelnden Muschelkalkschuppen werden von zwei miteinander abwechselnden Richtungen beherrscht (± N. 105° E. und ± 135°).

2. Die Muschelkalkschuppen nördlich von Camarena.

(Profile I—V, 22. Abb. 19—21).

Von den 4 Muschelkalkzonen, welche Bakx (Lit. 4, S. 198) unterscheidet, kommen nur die ersten zwei auf unserer Karte vor. Die erste

(im Bco. de Piqueras, bei 9′50″—36′30″) dürfte normal auf Buntsandstein ruhen. Die zweite besteht aus einer unteren Muschelkalkschuppe, welche auf Keuper geschoben ist und ihrerseits im Osten von einer oberen Muschelkalkschuppe überlagert wird. Zwischen dem unteren und dem oberen Muschelkalkpaket ist stellenweise etwas Keuper erhalten.

Die untere Schuppe (Abb. 20: 4) fängt nach Bakx bei Mas

Abb. 19.

Die Muschelkalkschuppen des Cerro Moral von E. her. 1 und 2: Obere Schuppe, Süd- bezw. Nordflügel. 4 und 5: Untere Schuppe, SW.- bezw. SE-wärts fallender Teil. k = Keuper.

de Navarrete mit einem Streichen von N. 70° E. an, dass sich bald ändert in N. 130° E. bis N. 150° E. Bei den Salvarizas beugt sich die Streichrichtung wieder zurück: N. 142° E. westlich von 1408, 108° unerhalb 1408 im Fluss, 101° zwischen 1408 und 1474. Auf 1474 ist das Streichen wieder N. 130° E., dann nimmt es abermals ab bis 105° und ändert sich dann mittels einer Verwerfung von geringer Sprunghöhe in 74° (Abb. 20: 5). Die Schuppe ist also schlangenartig verbogen. An ihrer Basis kann die untere Schuppe sehr steil aufgerichtet sein (bis 80°), wo aber die obere Schuppe darüber liegt, findet man ein mittleres Einfallen von 42°. Auf der Gipfellinie ist das Fallen etwas geringer, 30°—33°; bei 1408 weisen $\frac{232}{14}$ östlich und $\frac{70}{5}$ westlich von diesem Gipfel auf ein antiklinales Umbiegen.

Die untere Muschelkalkschuppe wird am Bco. del Contador von Keuper überlagert. Oestlich von diesem Taleinschnitt liegt das Muschelkalkpaket des Hontanar (Abb. 20: 6), welches durch eine Verwerfung etwa 200 m. gehoben ist. Dieses Paket fällt am Gipfel 1384 mit $\frac{182}{15}$, weiter südlich mit $\frac{168}{30}$, an der Grenze mit der oberen Schuppe (1) mit $\frac{166}{44}$ ein. Weiter nach Osten, am Pfad von Camarena nach Cubla, sind Streichen und Fallen sehr wechselnd. Eine Verwerfung bricht dann die untere Schuppe nach Osten ab. Ein kleines Muschelkalkvorkommen an der Carretera (Abb. 20: 7) gehört vielleicht auch noch zur unteren

Schuppe. Von S. nach N. wurde in dieser gemessen $\frac{40}{11}$, $\frac{185}{6}$, $\frac{335}{4}$, $\frac{315}{13}$, $\frac{10}{26}$, im Mittel also $\frac{357}{10}$.

Die obere Muschelkalkschuppe (Abb. 20: 1) beginnt erst südlich von den Salvarizas, weiter westlich fehlt sie. Sie fängt südlich vom Camarena-Fluss an, wo sie erst den Keuper, weiter östlich direkt den Muschelkalk der unteren Schuppe überlagert; das Einfallen ist hier im Mittel $\frac{190}{43}$. Dann überquert sie den Fluss und steigt an den Cerro Moral hinauf; am Gipfel ist das Einfallen nur noch 20—25°. Auf 1408 ist noch ein Rest der oberen Schuppe erhalten, dessen Fallen sogar auf 0° herabsinken kann. Die obere Schuppe setzt sich an der Ueberseite des Bco. del Contador in den Picayos fort, wo sie recht steil steht $\left(\frac{217}{66}\right)$.

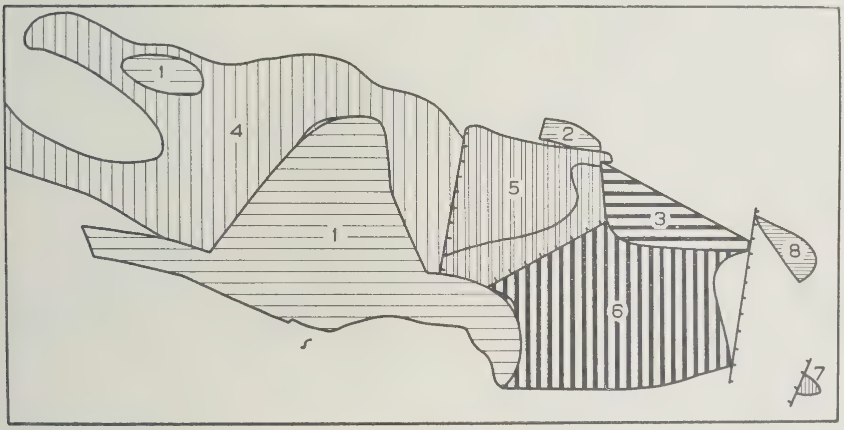


Abb. 20.

Tektonische Gliederung der Muschelkalkschuppen N. von Camarena. 1—3: Obere Schuppe, 1 Südflügel, 2 und 3 Teile des Nordflügel. 4—6: Untere Schuppe, 4 normaler Teil, 5 und 6 SE.-fallende Teile, von denen 6 mittels einer Verwerfung gehoben ist. 7 und 8 gehören wahrscheinlich bezw. zur unteren und zur oberen Schuppe. Massstab 1: 25 000.

Zur oberen Schuppe möchte ich auch zwei Muschelkalkpakete beiderseits der Fuente del Pozuelo rechnen. Das westliche Stück (Abb. 20: 2) (Profil III) ist sehr steil aufgerichtet (im Mittel $\frac{15}{87}$ im oberen Teil, weiter nach unten $\frac{44}{46}$ bis $\frac{35}{22}$) und von der unteren Schuppe durch ein schmales Keuperband getrennt; seine Mächtigkeit ist stark reduziert. Das östliche Stück (Abb. 20: 3) (Profil IV) macht den Eindruck, durch eine Verwerfung vom Hontanar-Block der unteren Schuppe (6) getrennt zu sein; es liegt aber bei der Fuente del Pozuelo auf 1 m. Keuper, unter dem der Muschelkalk des Ostabhanges des Cerro Moral, also der unteren

Schuppe (2), liegt. Weiter stehen die Streichrichtungen dieses Stückes (3) und der unteren Schuppe (Hontanar-Block) (6) schräg zu einander. Das auch bei der wenig konstanten Einfallsrichtung deutlich erkennbare mittlere Streichen des Stückes (3) ist N. 117° E., das der oberen Schuppe (1) auf den Picayos 127°, der unteren Schuppe auf dem Hontanar (6) im Mittel 75°. Das Fallen von (3) beträgt 13—29° im höheren, 40—55° in tieferen Teil.

Die gleiche Verwerfung, welche den Hontanar-Block (6) nach Osten begrenzt, schneidet auch diesen Nordflügel der oberen Schuppe (3) ab. Das etwas nördlicher anfangende, zum grössten Teil mit $\frac{314}{30}$ einfallende Stück (Abb. 20: 8), das bis zur Carretera reicht, gehört möglicherweise auch noch zur oberen Schuppe.

Die beiden Schuppen haben sich selbstverständlich gegenseitig beeinflusst. Schleppungserscheinungen treten in der unteren Schuppe auf, wo diese westlich von 1408 von der oberen überlagert wird; sie weisen daraufhin, dass die obere Schuppe westlich von 1408 aufhörte, wie ja auch der Abbruch am Westende südlich vom Camarenafluss erwarten liess. Unter dem Gipfel 1408 ist die Mächtigkeit der unteren Schuppe reduziert. Am Kontakt der unteren Schuppe mit dem Nordflügel der oberen sind Schleppungserscheinungen zu beobachten.

Die folgenden Erscheinungen scheinen darauf hinzuweisen, dass d i e u n t e r e S c h u p p e z u l e t z t e n t s t a n d und unter die obere gepresst wurde:

1. Im westlichen Teil des Nordflügels der oberen Schuppe (2) ist am Kontakt mit der unteren besonders der Untere Muschelkalk stark reduziert und sehr steil aufgerichtet. Die Ursache hierfür kann m. E. nur ein von unten her heraufdrücken der unteren Schuppe sein. Wäre die obere Schuppe zuletzt entstanden, dann wäre erstens die Ursache der Aufrichtung des Nordflügels nicht deutlich, während weiter nicht der harte untere, sondern der weiche obere Muschelkalk und der Keuper reduziert sein würden.

2. Kann man noch annehmen, dass im Westen der Nordflügel der oberen Schuppe (2) mit dem Südflügel (1) zusammenhängt — im Profil III haben wir aber eine Verwerfung angenommen —, so ist ingegen östlich des Bco. del Contador ihre antiklinale Umbiegung bestimmt durchbrochen (Profil IV). Ausserdem ist der Südflügel (1) hier besonders steil aufgerichtet. Wäre die obere Schuppe zuletzt entstanden, dann hätte sie keinen Anlass gehabt in der dargestellten Weise zu durchbrechen.

Nur dort, wo die obere Schuppe einen Nordflügel (2, 3) aufzeigt, ist die untere in eine abweichende Streichrichtung gezwungen worden (5, 6). Das umbiegen und zerbrechen der unteren Schuppe auf dem Ostabhang der Cerro Moral (5) war das erste Resultat des Kontakts (Abb. 21); dabei wurde der Nordflügel der oberen Schuppe, der ursprünglich wohl ziemlich flach gelegen hat, steil aufgepresst und ein wenig nach Norden verschoben (2). Ein Teil der unteren Schuppe (der Hontanar-Block, 6), löste sich durch eine Verwerfung sowohl vom

westlichen (Cerro-Moral-) Block (5) als von seinem nördlichen Teil, der unter dem Nordflügel der oberen Schuppe (3) lag, und konnte sich nach Durchbrechung der oberen Schuppe höher hinaufarbeiten ohne den genannten Nordflügel zu stören, aber mit Steilstellung des Südflügels der oberen Schuppe (1).

Man könnte auch annehmen, dass zuerst die untere und dann die obere Schuppe entstanden seien, und nachher eine erneute Aufpressung

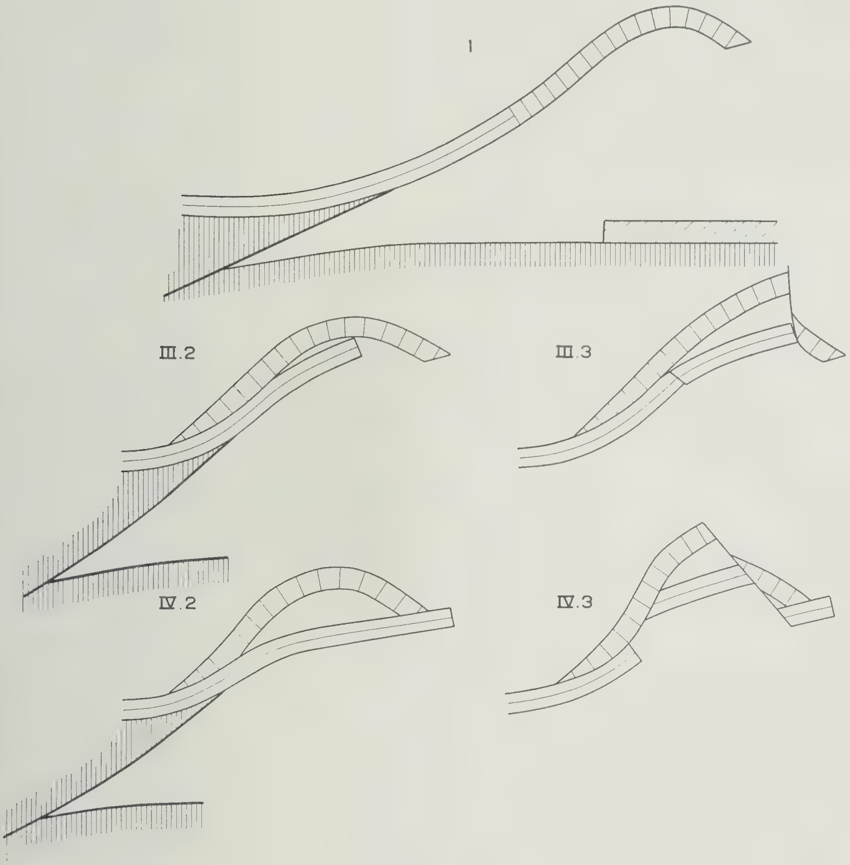


Abb. 21.

Schematische Entwicklungsgeschichte der beiden Muschelkalkschuppen des Cerro Moral (Profil III) und des Hontanar (Profil IV). Massstab 1: 37 500.

der unteren Schuppe die beobachteten Strukturen ergeben hätte. Hiergegen spricht eine mehr theoretische Erwägung. Die Westgrenze der oberen Schuppe bildet, nach Norden durchgezogen, die Ostgrenze der Muschelkalkschuppen der 3. Zone von Bakx; dass hier unter dem Jura noch Schuppen liegen, kommt mir nicht wahrscheinlich vor. Gibt es wirklich einen Zusammenhang zwischen der 3. Zone und der oberen Schuppe (der 2. Zone), dann ist dieser nur zu erklären durch ein

gleichzeitiges Entstehen dieser beiden. Wenn zu dieser Zeit die untere Schuppe der 2. Zone schon existiert hätte, wenn der Muschelkalk also damals schon an dieser Linie entlang abgebrochen gewesen wäre, dann hätte sich nicht die eine Hälfte der Aufschiebung an dieser Stelle, und die andere 2 km. weiter formen können.

Diese Art von Muschelkalkschuppen scheint in den Keltiberischen sowie in den Betischen Ketten weit verbreitet zu sein. In der Literatur zerstreut fand ich 20 ähnliche Fälle, denen aber ohne Zweifel noch viele anzureihen sind, die ungenügend beschrieben und daher aus der Beschreibung nicht gleich als solche erkenntlich sind:

1. Die Peñarroya bei Brea, im Graben von Morés (3 Schuppen) (Lit. 56, S. 111; Lit. 71, S. 88, Abb. 41), und der Castillo von Morés (Lit. 98, S. 70, Prof. 4).

2. Zwischen Blesa und Muniesa (Lit. 26, S. 80, Fig. 22).

3. An der Südseite des Sattels von Montalbán (ausserdem Verschuppung mit Paläozoikum) (Lit. 71, S. 89, Abb. 44).

4. Bei Alcalá de la Selva (bis 4 Schuppen) (Lit. 42, S. 19, Abb. 2; Lit. 71, S. 87, Abb. 40).

5. Bei Cubel (Lit. 26, S. 75, Fig. 18).

6. Der SE. Teil der Sierra Menera (keine Schuppen, aber Fehlen von Muschelkalk zwischen Buntsandstein und Keuper) (Lit. 26, S. 82, Fig. 12; Lit. 89, S. 424).

7. Zwischen Noguera und Tramacastilla (2 Schuppen) (Lit. 26, S. 83, Fig. 10; Lit. 89, S. 464; Lit. 71, S. 87, Abb. 40; Lit. 84, XXVII, S. 724).

8. Der Cerro de las Moyas bei Royuela (verkehrte Schuppe) (Lit. 26, S. 84, Fig. 23; Lit. 98, S. 169; Lit. 89, S. 425; Lit. 84, XXVI, S. 478).

9. Der Cerro de la Atalaya bei Cubla (anschliessend an die 4. Muschelkalkzone von Bakx, Lit. 4, S. 200).

10. Der Estopar, Alto de la Molina usw. bei Valacloche (stellenweise verkehrt) (3. Muschelkalkzone von Bakx, Lit. 4, S. 199).

11. Die Salobral—Salvarizas—Cerro Moral—Hontanar-Zone bei Camarena de la Sierra und ihre Fortsetzung nach Cascante del Río (stellenweise verkehrt; am Cerro Moral 2 Schuppen) (2. Muschelkalkzone von Bakx, Lit. 4, S. 198, und oben; Lit. 56, S. 124).

12. Am Bco. del Tayuelo (Río de Arcos) bei Arcos de las Salinas (4 Schuppen) (Lit. 56, S. 124, 200, Fig. 37; Lit. 42, S. 34, Abb. 10; Lit. 71, S. 87, Abb. 40).

13. Zwischen dem Río de Torijas und Las Alambras (3 Schuppen) (Lit. 42, S. 33, Abb. 9).

14. Zwischen Valdemeca und Tragacete (Lit. 22, S. 120, 121).

15. Bei Chelva (bis 4 Schuppen) (Lit. 56, S. 196; Lit. 11, S. 41, Abb. 6).

16. Im Sattel von Sellent (Lit. 11, S. 59, Abb. 15).

17. Am Bco. Riera bei Concentaina (Lit. 60, S. 34, Fig. 1).

18 und 19. Die Serreta Negra de San Vicente (verkehrte Schuppe) und die Sierra Negra bei Aspe, überhaupt fast alle Muschelkalk-Vor-

kommen der Gegend von Agost und Novelda bei Alicante (Lit. 84, XXVI, S. 483).

20. Bei Morón S. von Sevilla (Lit. 56, S. 267; Lit. 84, XXVI, S. 487—488).

Die Deutung dieser Schuppen ist verschieden. Früher brachte man sie immer in Verbindung mit Ophitintrusionen. MALLADA (Lit. 56, S. 124) sagt noch von den oben beschriebenen Schuppen von Camarena — deren Schuppennatur er übrigens nicht erkannt hat — dass sie steil aufgerichtet [1]) sind in Verband mit den Ophiten und den thermalen Quellen [2]) dieser Gegend. DEREIMS (Lit. 26) und nach ihm WURM (Lit. 98) und in jüngster Zeit noch SCHMIDT (Lit. 84) deuteten die Schuppen stratigraphisch, indem sie u. A. den von Muschelkalk überschobenen Keuper als eine Rötfazies des oberen Buntsandsteins deuteten, welche sich in örtlichen Becken in grosser Mächtigkeit und in genau derselben Ausbildung wie der Keuper, mit Gips, „Jacintos de Compostela'' und Ophiolithen, ausgebildet haben sollte. Ist der Muschelkalk reduziert oder vervielfacht, dann werden auch für diese Formation örtliche Aufwölbungen bezw. Becken angenommen. Liegt Keuper zwischen zwei Muschelkalkpaketen, dann wird ein mehrfaches Abwechseln von Muschelkalk- und Keuperfazies angenommen. Auch werden Muschelkalkschuppen wohl als Infralias gedeutet. Die steile Stellung der Schuppen versuchte SCHMIDT (Lit. 84, XXVI, S. 483) zu erklären durch die Annahme, dass sie in Hohlräume eingestürzt seien, welche sich durch örtliche Lösung in den Gipsmergeln des „Röt'' gebildet hätten. TRICALINOS (Lit. 89, S. 424) hat zuerst die Schuppennatur dieser Erscheinungen erkannt, eine Auffassung, an die sich HAHNE, BRINKMANN, RICHTER und TEICHMÜLLER anschliessen. BAKX (Lit. 4, S. 207) nimmt an, dass der Keuper sich irgendwie zwischen den Buntsandstein und den Muschelkalk geschoben hat und den letzteren dann aufgepresst hat; er nimmt also keine eigentliche Schuppung an. Abgesehen aber von der Frage, wie dieser Vorgang stattgefunden haben muss, kann er jedenfalls nicht die Verdoppelung der Muschelkalkschuppen am Cerro Moral ohne einen erheblichen tangentialen Schub erklären. Ich nehme daher an, dass es sich tatsächlich um eine Art Schuppen handelt. BAKX hat in dem darüber gelegenen Jura ebenso wie ich selbst eine bei Weitem nicht so grosse Verkürzung wahrgenommen wie man in dem Muschelkalk annehmen muss, wenn es Schuppen sind. Nun haben aber FALLOT und BATALLER (Lit. 36, S. 399) und RICHTER (Lit. 70; Lit. 71, S. 85) darauf aufmerksam gemacht, dass vielerorts in den Keltiberischen Ketten Abscherungserscheinungen von Jura auf Keuper auftreten. BRINKMANN (Lit. 11, S. 42, Abb. 6, *c*—*e*) hat bei Chelva beobachtet, dass der Jura flach hinweg geht über 3 Schuppen von Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Eine ähnliche Abscherung des Jura kann man auch in unserem

---

[1]) MALLADA spricht hier und auf S. 126 von einem Fallen von 45°—50° nach NE.; dies soll natürlich SW. heissen.

[2]) Gemeint ist wohl die Quelle des Balneario (siehe den Abschnitt „Keuper''), deren Wasser eine Temperatur von 19°—19½° C. hat; die mittlere Jahrestemperatur dürfte auf dieser Höhe (1320 m) etwa 8° C. betragen.

Fall zur Erklärung der verschiedenen Einengung in Jura und Trias annehmen.

Das eigenartige an vielen der oben erwähnten Muschelkalkschuppen ist, dass die Ueberschiebungsgrenze fast immer mit der Untergrenze des Muschelkalks zusammenfällt. In den Fällen 3 und 15 und in der Schuppe des Espadán-Sattels (Lit. 42, S. 25, Abb. 5, 6) ist unter dem Muschelkalk noch Buntsandstein vorhanden. Die Profilserie, welche BRINKMANN (Lit. 11, Abb. 6) durch die Schuppenzone bei Chelva gezeichnet hat[1]), zeigt, dass hier von West nach Ost, bei niedertauchender Sattelachse, der Buntsandstein unter dem Muschelkalk immer dünner wird, bis im Profil *g* nur noch Muschelkalk im Keuper liegt. Es handelt sich also offenbar um eine sehr flache Ueberschiebung in Buntsandstein und Muschelkalk. Der Jura bewegt hierbei nicht mit, der Keuper grösstenteils wohl auch nicht. Es müssen sich dann vonselbst die Schuppen im Keuper vertikal stellen, wie Hobelspäne in einem Hobel. In fast allen Beschreibungen finden wir diese steile Stellung der Muschelkalkschuppen an ihrer Basis erwähnt; weiter nach oben, unter der Juradecke, legen sie sich dann entweder allmählich oder mit einem Knick in eine mehr horizontale, bisweilen aber auch in eine umgekippte Lage (8. Royuela, 10. Estopar).

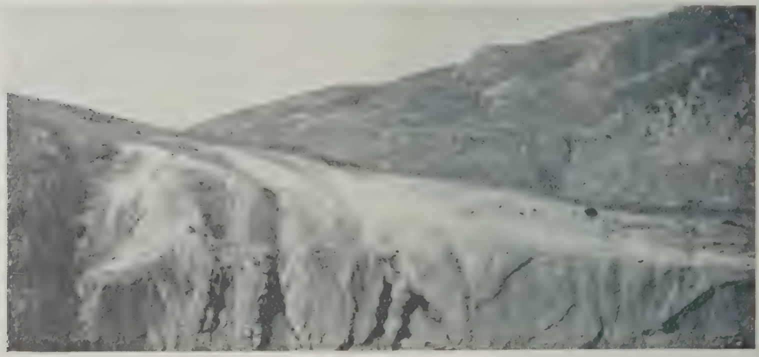


Abb. 22.

Faltungsbild des Keupers an der Strasse E. von Caramena. Links noch steil aufgerichtete, rechts schon fast flach gelagerte Schichten. Im Hintergrund der Ostabhang der Truena.

3. Keuper und „Rhaet".

Der Keuper hat für die tektonische Gestaltung des Gebiets eine sehr grosse Bedeutung. Die Einschaltung dieser 300 m. mächtigen Gipsmergel zwischen der Unteren Trias + Paläozoikum und dem Jura + Kreide bedingt, dass diese beiden tektonisch fast unabhängig voneinander sind. Der Jura bildet also, wie bereits im vorigen Abschnitt betont wurde, eine Art Abscherungsdecke. Die Untere Trias und der Jura zeigen jede für sich ihre eigenen Bruchsysteme. Die Untere Trias ist

[1]) Im Profil g, Mitte (2 Schuppen), und Profil h, links, ist t_2 für t_j zu setzen.

entweder fast ungefaltet oder mit Keuper verschuppt; der Jura, die Kreide und das Tertiär zeigen eine schwache Faltung. Die grosse Randverwerfung der turolischen Senke bildete sich im Jura und in der Kreide als eine Flexur aus.

Das verschiedene Mass der Einengung in Unterer Trias und Jura (vgl. den vorigen Abschnitt) hat eine gegenseitige Verschiebung dieser beiden hervorgerufen. Der Keuper wurde dabei intensiv gefaltet. Verwerfungen kommen im Keuper nicht vor. Jede Verwerfung im Untergrund wird in den Gipsmergeln zu einer Flexur; fast keine Verwerfung im Jura setzt sich weiter nach unten fort. Die Gipsmergel zeigen also theoretisch ein Gemenge von einseitigen und zweiseitigen Falten. In der Praxis sind aber richtige Sättel oder Flexuren nur selten zu unterscheiden. Man findet alle Streichrichtungen durcheinander. Das Fallen der Schichten wechselt noch schneller als das Streichen (Abb. 22).

Im Grossen und Ganzen sind bei Camarena zwei Aufwölbungen des Keupers mehr oder weniger deutlich zu erkennen. Die eine fängt W. von Camarena an und zieht in SSE-Richtung auf den Vagos zu; ihr Ostflügel ist sehr deutlich zu erkennen wo bei dem Balneario die Ophiolithdecken in den Mergeln eingeschaltet sind. Die zweite zieht von dem Tal des Arroyo de la Fuente del Hielgo nach SW. Wo die beiden sich kreuzen, findet man bald die eine, bald die andere Streichrichtung.

Der „Rhaet'' nimmt nicht nur in stratigraphischer, sondern auch in tektonischer Hinsicht eine Mittelstellung ein zwischen Keuper und Infralias. An vielen Stellen hat er sich vom Infralias gelöst und liegt er in Keuper eingebettet. Am Cerro, SE. von Camarena, ist zu beobachten wie der „Rhaet'' an zwei Stellen mit dem Infralias zusammenhängt und weiter im Keuper schwimmt (Profile V, 21). An zahlreichen Stellen findet man zwischen dem Keuper und dem Infralias keinen „Rhaet''. Zum Teil ist dies wohl auf stratigraphische Ursachen zurückzuführen, weil der „Rhaet'' bisweilen sehr geringmächtig ist; in jenem Falle wird er öfters ausserdem noch vom Gehängeschutt des Infralias verdeckt. Zum Teil ist diese Erscheinung aber doch nur tektonisch zu erklären. Wahrscheinlich sind das Lösen vom Infralias und das stellenweise Fehlen des „Rhaet'' von der Abscherung der Juradecke über den Keuper verursacht worden. Die mergeligen Schichten des „Rhaet'' ermöglichten eine Lösung von dem Infralias. Bei der gegenseitigen Verschiebung von Trias und Jura konnte an Verwerfungen Keuper zwischen den „Rhaet'' und den Infralias eindringen. Löste sich dabei der „Rhaet'' nicht ganz vom Infralias, dann entstand ein Zustand wie wir ihn am Cerro beobachteten. Löste er sich jedoch ganz, dann konnte er bei der Bewegung der Abscherungsdecke des Jura zurückbleiben, sodass stellenweise der Infralias direkt auf dem Keuper zu liegen kam.

Eine eigenartige Struktur zeigt der „Rhaet'' am Rajomolar und am Puntal del Pegero (Profile 10, 15—16, VI). Auf dem Rajomolar liegt eine schmale Mulde von „Rhaet'' (Profil 16) mit stark nach S. tauchender Axe (Profil VI). Südlich vom Bco. de la Bellena ist dieses „Rhaet''-Paket zerbrochen. Der Bruch geht schräg durch die Mulde und schneidet daher erst den Westflügel und weiter S. auch den tieferen

Teil des Ostflügels ab. Dieser Ostflügel fällt nach S. hin immer steiler ein. Im Bco. de la Colgada (Profil 10) ist er verdoppelt; hier fällt der westliche Teil dieses Flügels nach W., der östliche nach E. ein. Wahrscheinlich stellt dieser östliche Teil das abgebrochene Stück dar. Beide Stücke tauchen in den Keuper unter. Vielleicht ist diese eigenartige Struktur so zu erklären, dass bei der Formung des Buntsandstein-Horstes (direkt östlich von diesem „Rhaet''-Paket) der „Rhaet'' sich vom Infralias löste und eine Art Flexur bildete. Es müssten dann von dieser zwei Stücke abgebrochen sein, welche nacheinander in die weichen Keupermergel abstürzten. Es ist nicht unmöglich, dass dieser Vorgang erst stattgefunden hat nachdem bereits eine bedeutende Ausräumung einen grossen Teil des Keupers beseitigt hatte; in jenem Falle hätten wir es mit einer Abschiebung zu tun von der gleichen Art, wie sie im Jura vielfältig auftreten.

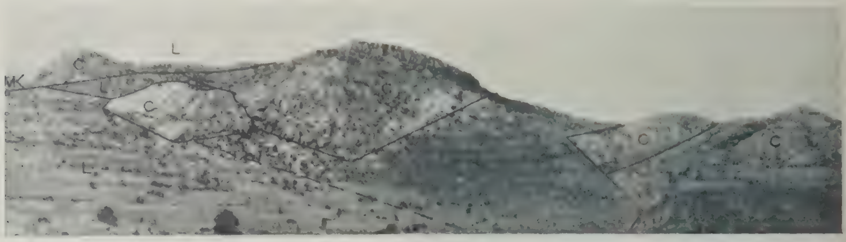


Abb. 23.

Die Verwerfungen an der Ostseite der Truena von SE. her.
C = Infralias, L = Oberer Lias, M = Malm.

4. Verwerfungen und Falten des Jura.

Die tektonische Analyse des Juras des Aufnahmegebiets hat mich dazu gebracht, zu unterscheiden zwischen autochthonem und abgeschobenem Jura. Im ersten Fall liegen die Schichten konkordant, in normaler Folge und in voller Mächtigkeit auf dem Keuper; im zweiten treten Diskordanz und Auswalzung oder Fehlen einer oder mehrerer Schichten auf. In diesem Abschnitt wollen wir den normal gelagerten (autochthonen) Jura behandeln, insoweit er nicht an dem Aufbau der Randflexur der Turolischen Senke beteiligt ist.

Ebenso wie in der Trias sind auch im Jura die Verwerfungen das wichtigste tektonische Element. Ich habe versucht, diese alle in die Karte einzuzeichnen. Dennoch werden viele Verwerfungen, welche beiderseits von gleichem Gestein begleitet werden, unbemerkt geblieben sein. So sind z. B. die Infraliasgebiete des Gaspar-Codoño und des Calderón (oder Calderona) wahrscheinlich viel zerschnittener als die Karte angibt. Weiter sind die Bruchlinien auf der Karte insofern vereinfacht wiedergegeben, als ihr Verlauf nur dann geschwungen gezeichnet ist, wenn dies im Felde leicht wahrzunehmen ist. In allen anderen Fällen ist von einer Konstruktion der oft von Schutt verhüllten oder anderswie schlecht

aufgeschlossenen Verwerfungslinien abgesehen und sind einfach gerade Linien gezeichnet worden.

Das Juragebiet ist ein typisches Verwerfungsgebiet. Es ist nicht möglich grössere Hebungs- oder Senkungsgebiete mit Deutlichkeit zu

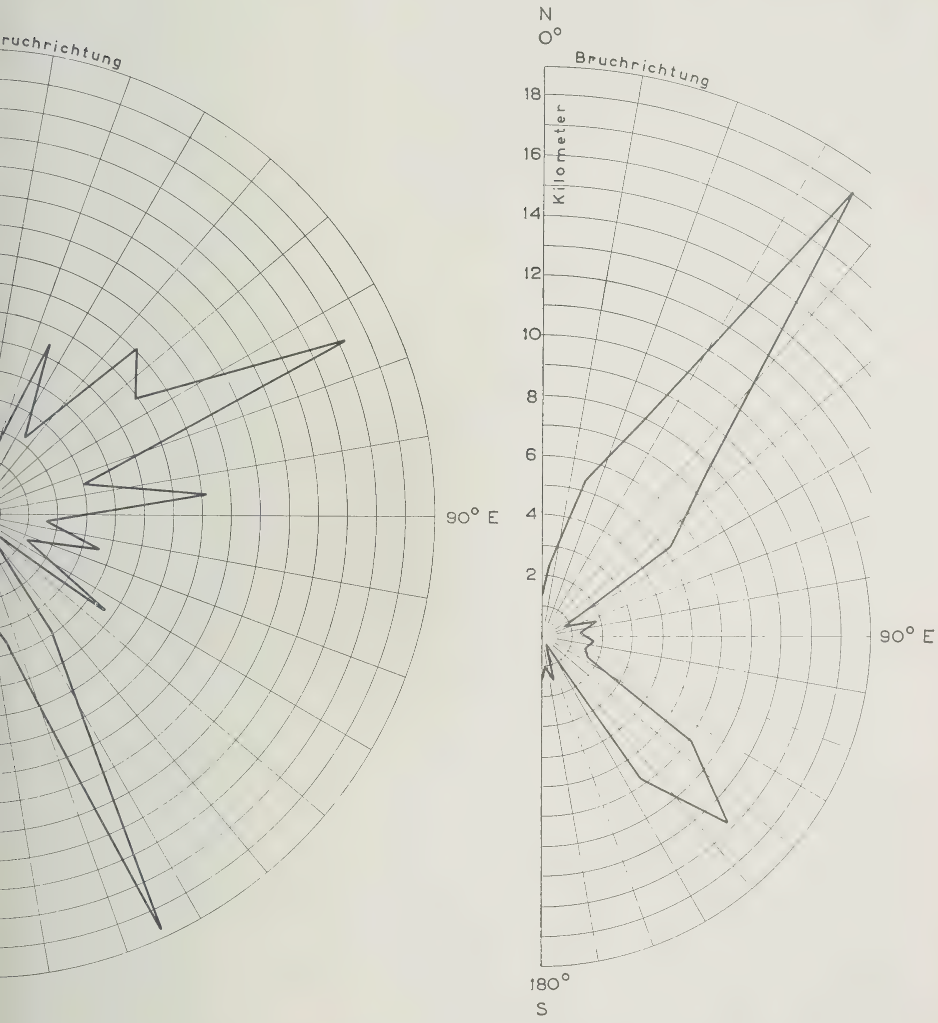


Abb. 24.

Graphische Darstellung der Frequenz der Bruchrichtungen im Jura der Truena (links) und der Sierra de Javalambre (rechts).

unterscheiden. Gehobene und gesunkene Schollen wechseln einander fortwährend ab. An verschiedenen Verwerfungen ist abwechselnd die eine und die andere Seite abgesunken. Nur die Grenze zur Trias ist in vielen Fällen als eine auffallende Störungszone entwickelt. Der Nord-

westrand der Sierra de Javalambre ist eine steil nach SE. einfallende Verwerfung, an der das Juragebiet abgesunken ist. Bei den Vagos ist dieser Rand als eine Art Staffelbruch ausgebildet (Profil 20; weniger deutlich Profil 19). An dem Ost- und Nordrand der Truena (Profile II und IV bezw. 17, 19 und 21) sind ähnliche mehr oder weniger deutlich gestaffelte Bruchzonen entwickelt. Die Verwerfungsflächen stehen in vielen Fällen etwa senkrecht zu den Schichtflächen. Daneben sind aber solche, welche mit 40°—60° einfallen, nicht selten. Besonders die letzteren sind beteiligt an der Formung der schmalen Senkungsstreifen im Calderón-Gebiet (Profil 4) und des Bco. de la Zarzuela in der Sierra de Javalambre (Profile IX und 21). Bemerkenswert ist der Kesselbruch des Prado de Javalambre, welcher ganz aus Tuffen (wohl des Toarciens) besteht (Profile 17 und IX).

Um einige Ordnung in dem wirren Durcheinander dieses Verwerfungsgebiets zu schaffen, wurden die Bruchrichtungen statistisch bearbeitet in ähnlicher Weise wie wir es für die Trias getan haben. Dabei wurden vier Gebiete unterschieden: die Truena, die Sierra de Camarena, die Sierra de Javalambre und der Calderón. Die Resultate für die Truena und die Sierra de Javalambre sind in Abb. 24 wiedergegeben. Besonders der Javalambre zeigt ausgesprochenes Vorwalten zweier Hauptrichtungen, nämlich N. 30°—40° E. und 130°—140° — man darf wohl sagen 35° und 135°, weil die Gipfel des Diagramms symmetrisch sind. Die wenigen Brüche im Calderón-Gebiet deuten auf ein Vorherrschen der Richtungen 45° und 145°. Die Truena zeigt als Hauptbruchrichtungen 60°—70° und 150°—160°, also ungefähr 65° und 155°. Schliesslich herrscht in der Sierra de Camarena die Richtung 170°—180° (Mittel: 175°) vor. Wir sehen also, dass sich in der Nähe der Randzone der Turolischen Senke die Hauptbruchrichtungen drehen. Ein nebeneinander auftreten verschiedener Richtungen, wie wir es im zentralen Triasgebiet beobachtet haben, ist nicht mit Bestimmtheit nachzuweisen.

Was die Falten des Juras betrifft können wir kurz sein. Eine Unterscheidung von Mulden und Sätteln ist fast unmöglich. An einigen Stellen, z. B. in der Sierra de Javalambre auf der Chaparrosa (6′10″—39′45″) und auf dem Alto del Ventisquero (6′20″—40′20″) sind Sättel deutlich zu erkennen (Profil VIII). Die Hochebene der Truena bildet eine flache Mulde (Profil 17). Weiter ist die Faltung vollkommen unregelmässig. Die Streichrichtungen ändern sich fortwährend und ohne Regelmass. Dabei ist die Neigung der Schichten im Allgemeinen nicht gross, sodass man eher von einer Fältelung als von einer echten Faltung reden kann.

5. Abschiebungserscheinungen im Jura.

Wie bereits im Abschnitt Stratigraphie (Quartär) erwähnt wurde, gibt es um Camarena in Schichtverband abgerutschte Massen sowie Schutthalden, die wahrscheinlich praepontischen Alters sind. Nur die in Schichtverband abgestürzten Massen sind in die Karte eingetragen worden, und zwar als „Abschiebungen" (mit der gleichen Signatur wie Ueberschiebungen). Die wichtigsten sind:

1. Der Castillo, ein 160 m. hoher, 450 m. langer und 220 m. breiter Block, an dessen Fuss das Dorf Camarena liegt. An der Westseite ist er von einer fast senkrechten Verwerfungsfläche begrenzt. An der Ostseite ist aber deutlich zu sehen, dass er in verkehrter Stellung auf dem Keuper ruht: seine Schichtflächen stehen etwa senkrecht zu seiner Unterfläche. Der Block muss sich daher von dem Ostabhang der Truena losgelöst haben und in das Tal des Camarena gestürzt sein. Einige kleine Fanglomeratvorkommen auf dem Castillo scheinen darauf hinzuweisen, dass dieser Absturz vor der Ablagerung des Jungtertiärs stattgefunden hat.

2. Südlich von Camarena liegt am Camino del Planillo ein flaches, von Fanglomeraten bedecktes Gebiet, von dem nach E. und S. grosse Schutthalden ausgehen. Die Schuttlieferanten sind Hügel von Infraliasblöcken und, im NE., ein Felsen von Infralias (auf der Karte bei 8′30″—38′42″), dessen Schichten ebenso steil in den unterliegenden Keuper hineintauchen wie dies beim Castillo der Fall ist. Da die Fanglomerate in nahezu horizontaler Lagerung über den Infraliasblöcken liegen, ist auch dieser Absturz praepontisch.

3. Auf der Contienda (5′30″—35′30″) liegt ein vollkommen ähnliches Gebiet wie (2). Auch hier liegen gelockerte Infraliasmassen direkt auf Keuper, ohne Vermittlung des in dieser Gegend sonst immer vorhandenen „Rhaets'', und sind von Jungtertiären Fanglomeraten überdeckt.

4. An der W.- und N.-Seite des Cerro liegt eine langgestreckte Stufe von Infralias- und einigen „Rhaet''-Blöcken, die an einigen Stellen durch Querrücken mit dem anstehenden Gestein des Cerro verbunden ist. Die Massen sind meistens in Schichtverband geblieben, sie zeigen aber untereinander sehr verschiedene Einfallsrichtungen und -beträge. Weiter machen sie einen sehr lockeren Eindruck und ist der Verband zwischen den verschiedenen Teilen der Stufe nur zu verstehen, wenn man annimmt dass sie abgerutscht sind. Das östlichste Stück liegt bei (8′56″—39′47″). Das Alter dieses Absturzes ist nicht zu ermitteln.

5, 6. Zwei kleine, ebenfalls in Schichtverband abgerutschte Infralias-Massen liegen bei (9′33″—36′45″) und (7′40″—40′15″). Ihre Schichtflächen tauchen steil in den Keuper hinein. Sie sind, ebenso wie (2), bemerkenswert wegen der grossen Schutthalden welche von ihnen ausgehen, die aber m. E. als quartär zu bezeichnen sind. (5) liegt am Fuss einer auf Keuper abgeschobenen Doggermasse, besteht jedoch aus Infralias und kann also nur von dem hinter diesem Doggerpaket gelegenen Infraliasgebiet herrühren. Da das Doggerpaket einen Rücken bildet, über den hinweg kein Absturz wie der vorliegende stattfinden könnte, so muss der Absturz eben geschehen sei bevor der Dogger an seinen heutigen Ort kam. Da dies, wie weiter unten erörtert werden soll, vor der Ablagerung des Jungtertiärs geschah, so ist auch der Absturz (5) praepontischen Alters. Das Alter von (6) ist nicht zu ermitteln.

7. Neben diesen mehr oder weniger in Schichtverband abgerutschten Massen ist ein alter Bergsturz zu erwähnen, welcher bei den Iazos (7′50″—38′20″) am Fuss des Doggers der südlichen Truena auf Keuper

und Ophiolithen liegt. Der Bergsturz besteht aus Infralias- und Kalkstein(Lias?)-Blöcken, sowie aus Stücken von Kalksteinbrekzien. Die Lage am Fuss des auf Keuper abgeschobenen Doggergebiets führt uns wie bei (5) zur Annahme eines praepontischen Alters für diesen Bergsturz. Aufmerksamkeit verdient noch, dass sowohl die Infraliasblöcke von (2) als die dieses Bergsturzes rötlich angewittert sind; eine solche rote Verwitterung findet jetzt nicht mehr statt, die Farbe ist aber bezeichnend für die pontischen Fanglomerate.

In fünf aus sieben Fällen können wir also beweisen, dass *vor der Ablagerung des Jungtertiärs Massen von verschiedener Grösse*, meistens aus Infralias bestehend, gelockert und wohl oder nicht in Schichtverband *auf den unter ihnen liegenden Keuperabhang abgerutscht* sind. Hieraus geht hervor, dass das Jura- und Triasgebiet *damals schon fast ebenso tief von Tälern zerschnitten war wie heute.* Es führt uns dies zur Aannahme, dass eine ganze Reihe tektonisch unerklärlicher Erscheinungen in der gleichen Weise durch Abgleiten in solche praepontische Täler erklärt werden muss.

Bevor wir zu den grösseren Abschiebungen übergehen, seien hier erst einige kleinere Fälle von *Abgleiten auf Charmouthientuff* gegeben:

1. Nördlich von der Fuente de la Zorra (9′8″—38′20″) liegt eine scharfe Mulde von oberem Lias, dessen Schichten im W mit $\frac{42}{71}$, im E mit $\frac{213}{60}$ einfallen. Die Mulde wird beiderseits mittels fast senkrechter Verwerfungsflächen von Infralias begrenzt. Die unterste Schicht der Mulde ist eine ziemlich mächtige mittelliassische Tuffschicht, welche seitlich gegen den Infraliaswänden liegt, unten aber direkt auf Keuper ruht. Offenbar ist das Ganze in eine, wahrscheinlich durch tektonische Vorgänge im Infralias entstandene Spalte gestürzt. Die Synklinale wird von Fanglomeraten überlagert, ist also praepontischen Alters.

2. Am Westabhang des Morón (8′21″—35′47″) liegt auf einem Geringmächtigen, weil damals schon von der Erosion grösstenteils beseitigten Infraliasabhang, zum Teil auch schon auf Keuper, ein ebenso wie (1) durch steiles Einfallen gekennzeichnetes Oberliaspaket, diesmal aber in der Form eines Sattels mit stark nach NW tauchender Achse. Es liegt gleichfalls auf einer mittelliassischen Tuffmasse und wird ebenfalls von pontischen Fanglomeraten überlagert.

3, 4. Am Ostabhang der Truena findet man ein grösseres (8′50″—37′50″) und ein kleines Gebiet (8′54″—37′58″) von Oberlias, welche sich auszeichnen durch eine von ihrer Umgebung (die gleichfalls aus oberem Lias besteht) vollkommen verschiedene Einfallsrichtung. Das grössere Gebiet beginnt oben an einer Verwerfung; oberhalb der Verwerfung ist das Einfallen im Mittel $\frac{31}{26}$ (autochthon), darunter aber auf einmal $\frac{155}{15}$ (abgeschoben). Es hört auf etwas über dem Camino

de San Pablo; zuunterst liegt der Charmouthientuff. Nach wenigen Metern autochthonem Lias $\left(\text{Fallen } \frac{34}{26}\right)$, der sich nach Norden hin verbreitert, folgen wieder auf mittelliassischem Tuff aufgelagert ziemlich durcheinandergeworfene, im Mittel mit $\frac{137}{42}$ einfallende Oberliasschichten. Diese formen das oben genannte kleine Gebiet; weiter unter liegen sie wieder auf autochthonem, im Mittel mit $\frac{28}{21}$ einfallendem Lias. Die Schichten des Jungtertiärs greifen wieder über diese abgeglittene Gebiete hin.

5. Südlich von (3) (bei 8′40″—38′0″) liegt ein Abhang von oberem Lias, der oben ruht auf Charmouthientuff. Im Gegensatz zu (3) ist die Einfallsrichtung der Schichten sehr verschieden; man bekommt überhaupt den Eindruck einer mehr oder weniger in Schichtverband abgerutschten Masse, ohne dies aber unwiderleglich beweisen zu können. Ein kleiner Fetzen von Fanglomerat beweist auch hier wieder das praepontische Alter des Absturzes.

6. Auf dem Rücken nördlich von der Hoya de la Matanza liegt bei (9′45″—37′35″) ein Stück Oberlias, das durch sein steiles Einfallen $\left(\text{im Mittel } \frac{145}{50}\right)$ auffällt. Im Osten liegt es auf Charmouthientuff, der unmittelbar auf Infralias ruht. Möglicherweise — beweisen kann ich es aber nicht — bildet diese Liasabschiebung eine Mulde, deren Südflügel das Gebiet um (9′40″—37′20″) darstellen sollte; letzteres fällt nämlich gleichfalls durch sein steiles Einfallen auf $\left(\text{im Mittel } \frac{347}{31}\right)$; sein Kontakt mit dem Infralias im Osten wird aber durch Fanglomerate verdeckt.

? 7. Nicht sicher ist die Einreihung eines Teils des Liasgebiets am Nordabhang der Truena (um 9′5″—37′10″) zu den Abschiebungsgebieten. Es fällt aber auf, dass stellenweise die Schichten derartig durcheinander geworfen sind wie wir es nur in abgestürzten Paketen gesehen haben. Es gilt dies nur für das Gebiet unmittelbar westlich der Tertiärgrenze und südlich vom südlichsten Pfad.

Mit dieser Einleitung über Abschiebungen von Infralias auf Keuper und von Oberem Lias auf Charmouthientuff glaube ich wohl bewiesen zu haben, dass vor der Ablagerung des Jungtertiärs eine bedeutende Ausräumung von Tälern im Camarena-Gebiet stattgefunden hat, von deren Abhängen grössere Massen, welche von gleitfähigen Schichten unterlagert waren, abgeleiten konnten. Nun treffen wir in demselben Gebiet viel ausgedehntere Massen an als die bisher genannten, welche grösstenteils aus D o g g e r u n d M a l m bestehen und meistens d e m K e u p e r a u f l a g e r n. Eine normale tektonische Erklärung zu geben für die eigenartige Lage dieser Massen ist mir nicht gelungen. Die Abschiebungshypothese kann aber m. E. für dieses Problem wohl eine

gute Lösung bringen. Es hätten sich demnach kilometerlange Massen von Oberem Jura aus ihrer Lage auf der Hochfläche gelöst und wären an den Abhängen der praepontischen Täler herabgestürzt. Für die Randzone des Kreide- und Tertiärgebiets im Westen, das zur Tertiärsenke von Teruel (der „turolischen Senke'') gehört, nehme ich an, dass tektonische Vorgänge (die Bildung der Randflexur) neben der morphologischen Beschaffenheit des Gebiets eine Rolle gespielt haben.

1. An einer, die Truena in ihrer ganzen Breite von SW nach NE durchschneidenden, SE-wärts einfallenden Verwerfung (Abb. 25) ist das

Abb. 25.

Der Barranco Peregil von E. her. Rechts Infralias und Lias met deutlichen Harmischen, links abgeschobener Malm der Süd-Truena.
(Photo I. M. VAN DER VLERK).

hauptsächlich aus Dogger und Malm bestehende Süd-Truena-Gebiet auf den Keuper abgeschoben. Dieses Gebiet wird durch eine SW—NE verlaufende Verwerfung in zwei Teile geteilt, von denen der nördliche weiter eingesunken ist als der südliche. Betrachten wir zuerst den südlichen Teil. Im Südwesten dieser Zone liegt die Infraliaswand des Castellar, auf dem normal Lias, Dogger und Malm ruhen. Das Merkwürdige an diesem Komplex ist, dess es im Ganzen in den Keuper untertaucht. Die Schichtflächen des Jura fallen schräg ein zur Grenze Keuper—Jura, sodass nacheinander Infralias, Lias, Dogger und Malm auf dem Keuper ruhen. Dabei ist zu bemerken, dass der Dogger — auf der Toarcientuffschicht — auf dem Keuper weiter übergreift als der Infralias und Lias.

Etwas weiter nach NE schliesst sich dem SE-fallenden Komplex ein NW-fallender Südflügel an, sodass das Abschiebungsgebiet über eine gewisse Strecke einen Synklinal bildet. Hier liegt immer der Dogger, oft aber nur in geringer Mächtigkeit, dem Keuper auf. Noch weiter

NE stellt sich aber wieder ein ausschliessliches SE-Fallen ein, wobei die Schichten wieder schräg in den Keuper hinuntertauchen, sodass nacheinander Dogger (in den Barrancos) und Malm auf dem Keuper ruhen. Noch weiter NE schliesst sich diesem SE-fallenden Teil ein NW-fallender Nordflügel an, sodass eine Antiklinale entsteht. Hier endet die Verwerfung zwischen der südlichen und der nördlichen Zone; die nördliche Zone schliesst sich dem NW-fallenden Nordflügel der südlichen direkt an. Im Kern dieses Sattels liegt im Bco. Peregil bei (8′3″—38′10″) ein grosser Infralias-Block. Südlich und nördlich von diesem liegt unter dem Dogger Lias direkt auf Keuper. Dieser Lias ruht im Osten gegen eine steile Wand von Infralias, welche ich als autochthon betrachte, weil sie sich nach N in den Infraliasfelsen des Ostabhanges der Truena fortsetzt.

Die nördliche Zone der Süd-Truena schliesst sich, wie gesagt, im NE dem Nordflügel der südlichen Zone direkt an. Sie besteht hier aus Dogger und Malm, welche nach NW einfallen. Bei (8′23″—38′0″) ist zwischen dem Malm und dem autochthonen Infralias der Ost-Truena ein schmaler Streifen liassischen Tuffs erhalten. Weiter nach SW besteht die nördliche Zone ganz aus Malm, der grösstenteils nach SE einfällt. Im SW-lichsten Teil stellt sich aber wieder Dogger ein, welcher nach NW einfällt. Bei (7′20″—36′0″) ist unter diesem Dogger noch Toarcientuff und Lias aufgeschlossen. Nur etwas N. von der Fuente del Perdigón liegt auf diesem Dogger Malm.

Merkwürdigerweise liegt nun nördlich von der grossen Querverwerfung, zwischen dem Bco. del Perdigón und dem Bco. Escariguela, auf Infralias eine nach NW einfallende Masse von Obermalm-Kalken, unter denen stellenweise in sehr geringer Mächtigkeit Lias und Toarcientuff hervortreten.

Die Abschiebung des Süd-Truena-Gebiets ist vielleicht folgenderweise zu erklären. Als in praepontischer Zeit Dogger und Malm noch auf der Truena lagerten, fing die Erosion, welche südlich von der Truena den Infralias schon abgetragen hatte, den Keuper zu lösen und den Infralias der Truena zu untergraben an. Der Schluss war, dass dessen südlicher Teil, der von dem Rest durch eine Verwerfung getrennt war, den Keuperabhang hinunterglitt. Diesen Infralias finden wir jetzt im W. am Castellar zurück, im E. am Bco. Peregil. Natürlich wurden die darüber liegenden Schichten hierbei mitgenommen; eine Bewegung an den Schichtflächen entlang spielte bei dieser Abschiebung auch eine Rolle, sodass schliesslich sehr verschiedene Horizonte auf dem Keuper zu liegen kamen. Je nach der Morphologie des Untergrundes legte sich dieses Abschiebungsgebiet in Mulden oder Sättel. So entstand die südliche Zone der Süd-Truena. Es bestand aber wahrscheinlich zwischen dieser und den Schichten nördlich der grossen Querverwerfung in Schichten höher als dem Lias (wohl dadurch, dass über den gleitfähigen Tuffschichten anstatt einer Verwerfung eine Flexur vorhanden war) ein so starker Schichtverband, dass beim Abgleiten der südlichen Zone grosse Massen Dogger und Malm (stellenweise sogar auch Oberer Lias) des nördlichen Teils der Truena mit hinunterglitten, wodurch die nördliche Abschiebungszone entstand, auf deren Zusammenhang mit der südlichen im Osten wir schon hingewiesen haben.

2. An der Ostseite des Bco. del Val, in der NE-Ecke des Aufnahmegebiets, liegt direkt auf dem Keuper des Prado eine Zone von Dogger und Malm mit zuunterst an vielen Stellen Toarcientuff, welche sich bis ausserhalb des Aufnahmegebiets fortsetzt. Ihre Lage ist m. E. nur durch Abschiebung zu erklären. Da im N, E und S Dogger und Malm in normaler Entwicklung vorhanden sind, sind sie wohl von W. her gekommen; hierauf weist auch das E-Fallen der Schichten. Weiter findet man Westwärts noch drei Abschiebungsreste, und zwar Dogger und Malm auf Toarcientuff bei (10′0″—40′50″), Lias (auf Charmouthientuff?) und Dogger auf Toarcientuff bei (9′30″—40′55″), und Dogger bei (9′55″—41′5″). Die Herkunft dieser abgeschobenen Schichtpakete müssen wir also wohl auf dem Gaspar suchen. Es kommt mir nicht unwahrscheinlich vor, dass auch die Malmmulde bei der Fuente del Hielgo (8′36″—41′7″) an der Ostseite des geologisch zum Gaspar gehörigen Codoño ein Abschiebungsgebiet darstellt. Die Begrenzung dieses Gebiets nach Osten (zum Teil ausserhalb des Kartenrandes) ist wohl zu unregelmässig für eine Verwerfungslinie; im W. liegt eine Tuffschicht auf der Grenze zwischen Malm und Lias. Da ich aber die Abschiebungsnatur dieses Gebiets nicht unwiderleglich beweisen kann, sind seine Grenzen auf der Karte als Verwerfungen eingezeichnet worden.

3. Kommen wir jetzt zur grössten Abschiebungszone des Aufnahmegebiets: die Randzone der turolischen Senke. Es kommen in dieser Zone Strecken vor, wo die Schichtfolge vom Keuper aufwärts vollkommen normal ist und die ich als autochthon bezeichne, neben Strecken wo eine oder mehrere Schichten des Profils fehlen oder reduziert sind, und welche ich als abgeschoben betrachte. Beide sind fast ausschliesslich nach W. geneigt, mit einem mittleren Fallen von etwa 40°, sodass man von einer Randflexur der turolischen Senke sprechen kann. Um die mittlere Richtung dieser Flexur zu bestimmen, wurde statistisch untersucht, welche Einfallsrichtungen in der Randzone am häufigsten auftreten (Abb. 26). Es hat sich hierbei gezeigt, dass 30 % der Bestimmungen von Streichen und Fallen eine Einfallsrichtung von N. 281°—300° E. ergaben, was auf ein mittleres Streichen von N. 20° E. der Randzone weist.

Fangen wir an mit einem autochthonen Gebiet: dem Westabhang des Cerro Negro mit seinen Fortsetzungen nach S. und N. (Profile 7—11, Abb. 27). Folgt man den Bco. del Aca fuerte von S. nach N., dann kommt man aus dem flachliegenden Buntsandstein in allmählig stärker nach NW. geneigte Schichten, eine Flexur also, welche in einen steilen Abbruch endet, in dem der Muschelkalk bis zu einer 1 m. mächtigen Brekzie ausgewälzt ist. Nach 100 m. Keuper kommen von S. her steil nach W. einfallende „Rhaet''-Schichten, welche weiter nach oben fehlen. Dieser „Rhaet'' wird von den klotzigen dolomitischen Infraliaskalken überlagert, welche in der tiefen Schlucht des Bco. del Aca fuerte mit etwa 50° einfallen. An der W. Seite der Bcos. de los Ramos und de los Cuernos folgen hierüber Lias, Dogger und Malm, welche schliesslich diskordant von Jungtertiär überlagert werden. Weiter nach N., auf der Umbría del Vizco, ist das Einfallen der Infraliasschichten geringer

(etwa 30°), nach S. wird es aber grösser (66° in der Rambla de los Amanaderos).

Folgt man die Rambla de los Amanaderos von E. nach W., dann fängt man, wie im Bco. del Aca fuerte, in flachliegendem Buntsandstein an. Dieser ist, wie dort, am Ende steil gegen Keuper verworfen, ohne aber vorher eine Flexur zu bilden. Etwas weiter sind N. vom Flussbett noch 1 m. Buntsandstein und 1 m. Muschelkalk aufgeschlossen, welche einen kleinen Sattel bilden. Es folgen dann wieder steil nach W. ein-

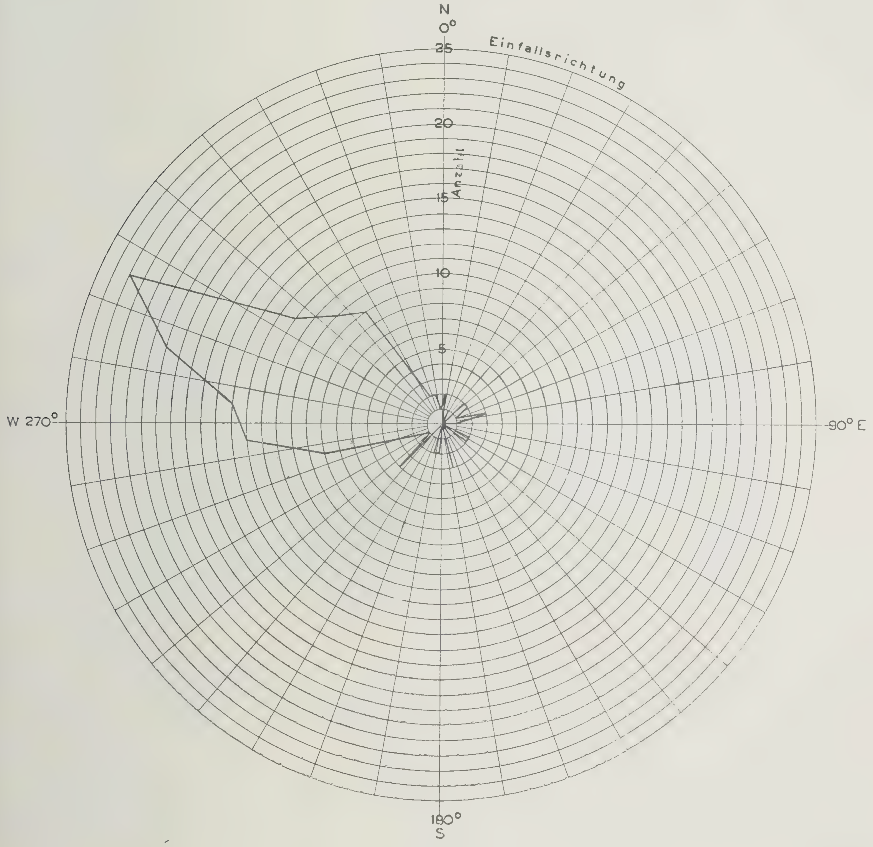


Abb. 26.

Graphische Darstellung der Frequenz der verschiedenen Einfallsrichtungen im Jura der Randzone der turolischen Senke.

fallender „Rhaet'', Infralias, Lias, Dogger und Malm. Der Malm hat sich hier und weiter nach N. in zwei Sättel und zwei Mulden gelegt, welche schwach nach W. überhängen. Der westliche Sattel ist im Río de Eva durchbrochen; sein Westflügel fällt dort sehr steil ein und wird von Wealden überlagert. Letzterer zeigt ebenso wie der Malm zwei Sättel und zwei Mulden, welche aber flacher und breiter sind.

Wir sehen also die folgende Erscheinung: im E. liegt ein flaches Buntsandstein- und Muschelkalk-Gebiet, das an sich von einer Verwerfung in zwei Teile geteilt wird, und an der Westseite von einer steilen Verwerfung jäh abgebrochen ist. Nach W. folgen dann steil nach W. einfallend der stark reduzierte Keuper und alle höheren Schichten, welche sich stellenweise in Falten gelegt haben. Offenbar hat eine grosse Verwerfung, deren Sprunghöhe sich auf etwa 1600 m. im N., und etwa 1700 m. im S. Teil des Triasgebiets errechnen lässt, das Paläozoikum und die untere Trias betroffen. Die weichen Mergel des Keupers zerbrachen aber nicht, und der darüber liegende Jura bildete eine Flexur, die etwas schwacher einfällt als die grosse Verwerfung. Diese Flexur kann aber nicht mit den flachliegenden Juraschichten sowohl W. als E. der Verwerfung in Schichtverband verbunden gewesen

Abb. 27.

Die Randflexur am Cerro Negro, von NW. her. Im Vordergrund steil auf den Beschauer zu fallender Infralias. Im Hintergrund die Muschelkalkfläche des Cabezo; ganz hinten die Sierra de Javalambre und der Calderón.

sein ohne sich um fast 2 km. zu verlängern. Diese Verlängerung kann stattfinden durch Auswalzung der Schichten; eher aber werden sie abbrechen. Dieser Abbruch nun findet an verschiedenen Orten und in verschiedenen Schichten an verschiedenen Stellen statt, sodass nicht eine oder mehrere Verwerfungen die ganze Zone und den ganzen Schichtenkomplex durchziehen. So sehen wir im Profil 9, dass der Dogger und ein Teil des Lias am Bco. de los Ramos plötzlich abbrechen und erst höher auf dem Cerro Negro in geringerer Mächtigkeit wieder auftreten. Die Verwerfung durchsetzt nicht den Infralias und setzt sich nach N. und S. nicht weiter fort als bis zwei Querverwerfungen; sie ist also stratigraphisch sowie geographisch beschränkt. Das gleiche sehen wir im Profil 6; hier sind der Lias und Infralias und vielleicht auch der „Rhaet'' abgebrochen und ist der Keuper nicht von der Verwerfung betroffen worden. Die Fortsetzung

der abgebrochenen Schichten musste man höher am Abhang suchen; durch ihre stark geneigte Lage konnten sie sich hier aber nicht halten und so schoben in diesen beiden Fällen durch Bewegungen an den Schichtflächen entlang die Schichten des unteren Malms unter Mittnahme von ausgewälztem Dogger und Lias in die durch den Abbruch der unteren Juraschichten entstandenen Lücken, wie aus den in der Natur in vorbildlicher Weise aufgeschlossenen Profilen deutlich hervorgeht.

Die Bewegung an den Schichtflächen entlang wurde auch schon bei der Behandlung der anderen Abschiebungsgebiete hervorgehoben. Sie ist für die Randzone von grosser Bedeutung. Sie wurde ermöglicht durch die vielen weichen Schichten im Jura, wie die mergeligen Schichten im Lias, die beiden Tuffserien des Lias und die Mergel des unteren Malms. Auf solche Bewegungen sind auch die Falten im Malm und Wealden W. vom Cerro Negro zurückzuführen; der tiefere Jura ist hier wahrscheinlich nicht gefaltet.

Stellen wir uns jetzt vor, dass die Juraschichten irgendwo in der Flexur abgebrochen sind, wie in den beiden obengenannten Fällen. Wenn dieser Bruch den ganzen Jura durchsetzt, entsteht über ihm am Flexur-Abhang eine Lücke, wo ausschliesslich Keuper ansteht (Abb. 28). Höher

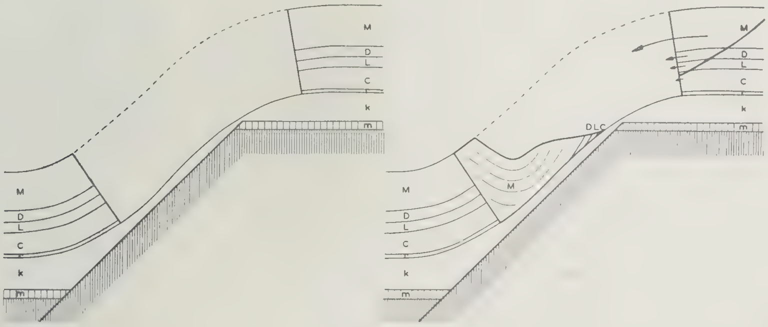


Abb. 28.

Schematische Entwicklungsgeschichte der Abschiebungen in der Randzone. Massstab 1: 75 000. Die Kreide ist fortgelassen.

an demselben Abhang finden wir die Fortsetzung der abgebrochenen Juraschichten wieder. Wenn nun dieses obere Jurapaket an den Schichtflächen entlang hinunterzufahren anfängt, werden die höheren Schichten am weitesten herabgleiten, also bis zum Abbruch des unteren Jurapakets, während die tieferen hinterbleiben und unten am Flexur-Abhang entweder fehlen oder ausgewalzt sind.

In dieser Weise müssen wir uns vorstellen, dass das Abschiebungsgebiet der Lomas entstanden ist (Profile 13—14, 17—18; Abb. 29). Dieses wurde grösstenteils schon von Bakx aufgenommen, welcher auch zuerst dessen Struktur erkannte. Weil es sich in das von mir aufgenommene Gebiet fortsetzte, habe ich es nochmals kartiert, unterstützt von den Erfahrungen in anderen Teilen der Flexurzone. Dabei fand ich mich genötigt, einige Aenderungen in der Bakx'schen Karte anzu-

bringen, welche aber nur von untergeordneter Bedeutung sind. Im Süden schliesst sich das Gebiet der Lomas der oben behandelten Flexurzone des Cerro Negro an. Die Verhältnisse an der Uebergangsstelle sind ziemlich undeutlich. Es hat jedoch den Anschein, dass der Dogger und Malm am Bco. de los Cuernos sich unmittelbar fortsetzen in die Schichten der Lomas del Cubillo; nur die plötzliche Aenderung der Streichrichtung ist auffallend. Ein grosser Unterschied zwischen beiden Gebieten ist jedoch, dass am Bco. de los Cuernos unter dem Dogger normal Lias und Infralias in vollständiger Entwicklung vorhanden sind, während im Gebiet der Lomas von beiden nur spärliche Reste erhalten sind, ja sogar der Dogger auf weiten Strecken fehlt. Wir sehen an zwei Stellen Infraliasfelsen von geringer Mächtigkeit auf dem Keuper ruhen; hier

Abb. 29.

Tektonische Gliederung des Abschiebungsgebiets der Lomas.
A = autotochthones Gebie, B = auf Keuper abgeschobener Malm, C = tektonische Diskordanz und ausgewalzter Unterjura. Massstab 1: 25 000.

fehlen also der „Rhaet'' und 200 m. Infralias. Der darüber folgende Lias ist ebenfalls sehr geringmächtig; seine unterste Schicht wird von Charmouthientuff gebildet, sodass also die unteren 40 m. fehlen. Der Dogger ist im Süden voll entwickelt, nimmt aber nach einer Querstörung rasch in Mächtigkeit ab und verschwindet bei (9′14″—35′38″) vollständig. Hier fängt die Zone an, in welcher der Malm unmittelbar auf dem Keuper ruht. Nur vereinzelt finden sich Reste von Infralias,

Toarcientuff oder Dogger. Es liegen also die verschiedensten Horizonte des Juras auf Keuper, am meisten der Malm. Die tieferen Juraschichten sind nur im Süden in nennenswerter Entwicklung vorhanden; ihre Mächtigkeit ist überall bedeutend reduziert. Wir sehen, dass der untere Jura um so mehr ausgewalzt ist je nachdem er weiter von der Truena entfernt ist. So sehen wir auch, das W. vom Bco. de Piqueras der Malm direkt auf Keuper ruht, während E. von diesem Barranco, um (9′40″—37′0″), ein auf Keuper und Infralias ruhendes Doggerpaket unter dem Malm liegt. Dieses Paket liegt bei (9′17″—36′46″) und (9′32″—36′37″) auf Toarcientuff. Auch hier ist also der Dogger weniger ausgewalzt nahe der Truena als weiter nach Westen. Die Erklärung dieser Erscheinung wurde schon oben an der Hand von Abb. 28 gegeben.

Im Norden besteht das Gebiet der Lomas aus allen Schichten des Jura mit „Rhaet'' an der Basis (siehe die Karte von Bakx). Die Schichten sind ausserdem nicht ausgewalzt, sodass hier offenbar ein autochthones Gebiet vorliegt (Abb. 29: A). Es fällt ebenso wie das Abschiebungsgebiet nach W. ein und gehört daher zur Flexurzone. Dieses Gebiet wird nach E. von einer Verwerfung begrenzt. Oestlich von dieser Verwerfung liegt der abgeschobene Malm in einer scharfen Mulde. Wir sehen hier also deutlich den oben beschriebenen Fall vor uns: eine abgebrochene und auseinandergezogene Juraflexur, von deren oberen Flügel die höchsten Schichten und teilweise auch die tieferen in die bei dem Auseinanderziehen entstandene Lücke abgeschoben sind.

Bei (9′40″—35′20″) tritt wieder Dogger auf, der im W. von Malm überlagert ist und im E. von einer Verwerfung begrenzt wird. Da östlich von dieser Verwerfung wieder eine ähnliche Malmmulde liegt wie weiter nördlich, liegt der Gedanke nahe dass der genannte Dogger zum Autochthon gehört. Dieses Autochthon und die Malmsynklinale E. desselben sind von dem nördlichen Autochthon und der nördlichen Malmmulde durch ein Transversalverschiebung getrennt (Abb. 29). Der weitere Verlauf des Abbruchs, der die Grenze zwischen autochthonem und abgeschobenem Jura bildet, wird von Jungtertiär verdeckt. Da aber, wie zu Anfang erwähnt wurde, am Bco. de los Cuernos wieder autochthoner Jura vorhanden ist, muss dieser Abbruch irgendwo in dieser Höhe gegen eine Querverwerfung enden. Dass der abgeschobene Dogger und Malm der Lomas sich fortsetzen in den autochthonen Schichten am Bco. de los Cuernos ist vielleicht daraus zu erklären, dass einerseits das Ausmass der Abschiebung im Süden der Lomas noch beträchtlich gering ist, und andererseits der obere Jura am Bco. de los Cuernos nicht rein autochthon sein dürfte, da, wie wir gesehen haben, die Falten in den gleichen Schichten etwas weiter südlich für bedeutende Bewegungen an den Schichtflächen entlang sprechen.

Das zweite grosse Abschiebungsgebiet in der Flexurzone findet sich südlich vom Cerro Negro, W. vom Calderón (Profile 1—6, Abb. 30). Das Gebiet schliesst sich südlich dem Cerro-Negro-Gebiet an, welches wir als autochthon betrachtet haben. Zwischen der Rambla de los Amanaderos und der Rambla del Regajo durchquert eine Verwerfung die Flexurzone. Südlich von dieser Verwerfung sind die Juraschichten

ungefähr senkrecht zur Schichtfläche abgebrochen und ist Malm, unterlagert von ausgewalztem Dogger und Lias und von „Rhaet'', in die Lücke abgeschoben (Profil 6). Es wurde diese Struktur oben bereits erwähnt. Es ist bemerkenswert, dass unter dem abgeschobenen Malm

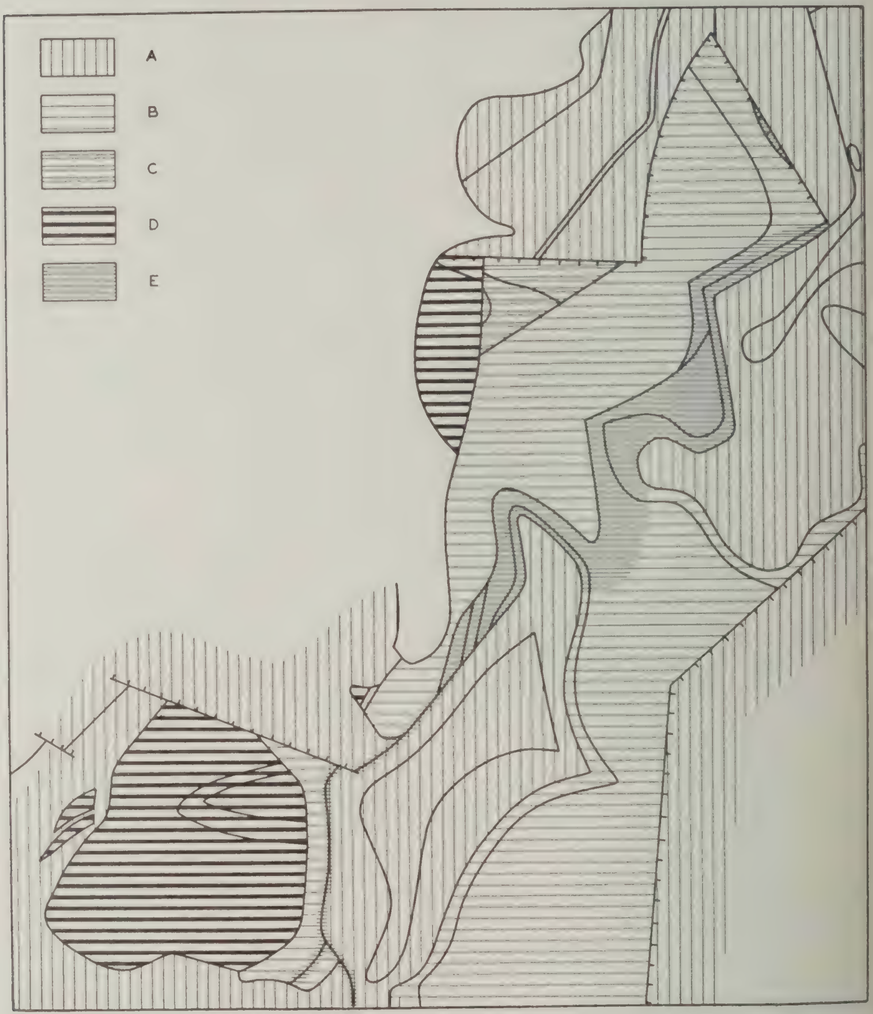


Abb. 30.

Tektonische Gliederung des Abschiebungsgebiets W. vom Calderón.
A = autochthones Gebiet, B = 1. Abschiebungszone, C = Zwischenzone,
D = 2. Abschiebungszone, E = tektonische Diskordanz und ausgewalzter Unterjura.
Massstab 1: 25 000.

und Dogger „Rhaet'' vorhanden ist, während dieser jenseits der Querverwerfung unter dem Infralias fehlt, weil er weiter unten, an der

Rambla de los Amanaderos, abgebrochen ist. Es ist daher wahrscheinlich, dass der „Rhaet" nicht autochthon ist, sondern mit dem höheren Jura hinuntergeschoben ist — wenn auch das Ausmass der Abschiebung wahrscheinlich viel geringer ist.

An der Rambla del Regajo entlang findet sich eine zweite Querverwerfung. Südlich von dieser ist kein Autochthon mehr vorhanden, oder besser ist der Kontakt zwischen autochthonem und abgeschobenem Gebiet von Tertiär verdeckt. Wir sehen jetzt im Osten die Fortsetzung der Abschiebungszone, welche wir nördlich der Rambla del Regajo kennengelernt haben (1. Abschiebungszone, Abb. 30: B). Diese besteht hier gleichfalls aus steil nach W. einfallendem Malm, unter welchem ausgewalzter Dogger, Infralias und „Rhaet" erhalten sind (Profile 4 und 5). Im Westen liegen jenseits zweier steilen Verwerfungen zwei Pakete von unterem Malm, unter denen in der Rambla del Regajo Dogger zum Vorschein tritt (Zwischenzone und 2. Abschiebungszone,

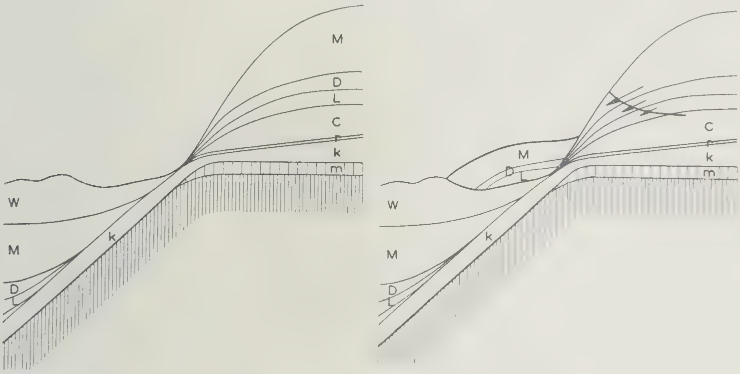


Abb. 31.

Schematische Entwicklungsgeschichte der Abschiebungen in der Randzone W. vom Calderón. Massstab 1: 50 000. Ausser dem Wealden des gesunkenen Flügels ist die Kreide fortgelassen.

Abb. 30: C und D). Die östliche Zone (B) liegt tiefer als die westliche (C und D), sodass es den Anschein hat, dass die westliche auf die östliche aufgeschoben ist. Dass in Wirklichkeit auch die westliche Zone (C und D) eine Abschiebung darstellt, beweist die Struktur der Flexurzone weiter südlich.

Verfolgen wir die erste Zone (B) nach Süden, dann sehen wir wie der stark reduzierte Infralias und der „Rhaet" bis zum Gipfel 1432 unter dem Malm vorhanden bleiben; sie steigen nach E. zu den Abhang hinauf bis zur Verwerfung westlich der Pelados und des Gavilán. Der untere Malm, der an der Rambla del Regajo noch fast vollständig entwickelt ist, ist nördlich von 1442 schon ganz verschwunden. Bei 1432 schalten sich über eine kurze Strecke sehr stark reduzierter Lias und Dogger ein; dann werden nacheinander der „Rhaet", der Infralias, der Lias und der Dogger bis auf 0 reduziert und liegt der Malm direkt neben dem Keuper. Hier zeigt sich nun etwas ganz überraschendes:

der Malm ruht auf Wealden, welcher gleichfalls direkt neben dem Keuper liegt. Weiter südlich, am Bco. de la Masada, können wir die gleiche Erscheinung beobachten. Hier liegt wieder der Wealden direkt neben dem Keuper, während ein „Rhaet''-Block und ein schmaler Streifen von Oberem Malm auf dem Wealden ruhen und im Osten gleichfalls den Keuper berühren. Man könnte hier an eine Ueberschiebung von Jura auf Kreide denken. Damit ist aber nicht die gegenseitige Lage von Wealden und Keuper geklärt. Diese kann nur durch die Annahme einer grossen Flexur erklärt werden, in der an dieser Stelle alle Schichten zwischen Keuper und Wealden ausgewalzt sind (Abb. 31). Für eine Flexur spricht auch das Einfallen sowohl des Wealden als des Muschelkalks, welcher unter dem Keuper zutage tritt. Ferner besteht ja die gleiche Randzone weiter nördlich aus einer Flexur, also weshalb nicht auch hier? Die Juraschichten sind in diesem Falle auf den Wealden abgeschoben; auch dies ist besser im Einklang mit der Tatsache dass sie an der Rambla del Regajo eine ausgesprochene Abschiebungszone bilden. Wären sie auf den Wealden überschoben, dann wäre dieser Verband nicht zu verstehen. — Es sei noch hervorgehoben, dass auch der „Rhaet'' auf dem Wealden ruht, welches unsere Vermutung bestätigt, dass der „Rhaet'' zur Abschiebungszone gehört, also nicht autochthon ist.

Die zweite Abschiebungszone (D) finden wir bei 1432 zurück in der Form eines kleinen Obermalm-Fetzens, welcher durch ein schmales Wealdenband von dem Malm der ersten Abschiebungszone getrennt wird. Am Bco. del Balsón ist die Zone durch eine Querverwerfung gesunken. Die Zone D ist hier fast 1 km. breit. Sie besteht zuunterst aus Lias und Dogger — beide reduziert — und darüber Oberem Malm. Ebenso wie im Norden, an der Rambla del Regajo, liegt hier also die östliche Zone (B) tiefer als die westliche (D). Das Ganze ruht auf Wealden, wie im Bco. de la Masada besonders deutlich zu sehen ist. Dabei fallen die Juraschichten schief ein zur Grenze Wealden—Jura, eine Erscheinung, welche wir auch in der 1. Abschiebungszone und übrigens in vielen Abschiebungsgebieten, besonders an der Süd-Truena, beobachtet haben. Im Bco. de la Masada fehlen Lias und Dogger.

Westlich von der 2. Abschiebungszone liegen am Bco. del Balsón noch zwei Fetzen von Oberem Malm auf Wealden. Es sind dies wohl noch später hinuntergefahrene Blöcke.

Zusammenfassend können wir also feststellen, dass westlich vom Calderón die Randzone aus zwei Abschiebungszonen besteht, von denen die erste N. von der Rambla del Regajo in eine Lücke im Jura der Randflexur abgestürzt ist, während weiter südlich beide auf Wealden ruhen. Dies hängt damit zusammen, dass die autochthone Zone an der Rambla del Regajo über dem Keuper die vollständige Juraserie einschliesslich den „Rhaet'' umfasst, während in den Bcos. del Balsón und de la Masada auf dem Keuper direkt Wealden ruht. Der Uebergang wird von Tertiär verdeckt. Die Lage des Wealden im Bco. del Cuerno, ziemlich dicht unter dem Urgon, lässt vermuten, dass die beiden Abschiebungszonen schon unmittelbar südlich von der Querverwerfung der Rambla del Regajo auf Kreide ruhen.

Die autochthone Trias besteht aus reduziertem Keuper und nach W. geneigtem Muschelkalk, welcher an zwei Stellen zum Vorschein tritt. An seinem Nordende, bei 1481, ist dieser stark nach NE. geneigt, in Zusammenhang mit seiner viel tieferen Lage an der Rambla de los Amanaderos. Die Analogie mit der Randflexur am Cerro Negro führt mich zur Annahme, dass dieser Muschelkalk an seiner Westseite abgebrochen ist und dass diese Verwerfung die Fortsetzung bildet der Verwerfung welche das zentrale Muschelkalkgebiet vom Cerro Negro scheidet. Am Cerro Negro beträgt die Sprunghöhe dieser Randverwerfung der turolischen Senke 1600—1700 m., hier kann man sie auf ± 1500 m. errechnen. Wir müssen annehmen, dass das Calderón-Gebiet früher bedeutend höher gelegen hat als jetzt, weil zur Zeit der Entstehung der Randflexur die Randzone mit ihrem Hinterland verbunden gewesen sein muss. Die abgeschobenen Massen können unmöglich alle von der Randzone selbst geliefert worden sein. Das Gebiet des Calderón hat dann damals die gleiche Höhenlage gehabt wie das zentrale Triasgebiet. Als dann die grosse Randverwerfung entstand, bildete sich das Gebiet N. von der Rambla del Regajo ganz anders aus wie das Gebiet S. von dieser. Im nördlichen Gebiet bildete sich in den Jura- (und Kreide-) Schichten eine Flexur, welche an verschiedenen Stellen ungefähr senkrecht zu den Schichtflächen zerbrach (Abb. 28). Im südlichen Gebiet dahingegen bildete sich eine ganz anderartige Flexur, deren Mittelschenkel über der Randverwerfung zwischen Keuper und Wealden vollkommen ausgewalzt ist; oder mit anderen Worten eine Flexur, welche schräg zu den Schichtflächen zerbrach (Abb. 31). Dabei sind alle Schichten über dem Keuper in Bewegung geraten, die unteren („Rhaet" und Infralias) am wenigsten, die oberen, besonders der Malm, am meisten. Der mergelige Untermalm ermöglichte es dem Oberen Malm, weiter abzuschieben als die anderen Schichten, wobei stratigraphische Lücken entstanden, wie wir dieselben auch in anderen Abschiebungsgebieten kennengelernt haben (Abb. 30: E). Hier tritt die Bewegung an den Schichtflächen entlang wieder in den Vordergrund. Schliesslich sei noch darauf hingewiesen, dass die Lage von abgeschobenem Jura auf einer unregelmässigen Oberfläche von Wealden nur zu erklären ist mit der Annahme, dass bevor die Abschiebungen entstanden eine bedeutende Erosion stattgefunden hatte. Zu derselben Annahme hat uns bereits die Beobachtung vieler anderer Abschiebungserscheinungen gebracht.

6. Kreide und Tertiär.

Das westliche Drittel der Karte wird von einem topographisch tieferen, aber geologisch aus jüngeren Schichten bestehenden Gebiet eingenommen, das einen Teil der turolischen Senke ausmacht. Bevor ich aber zur Tektonik dieses Gebiets übergehe will ich zuerst die Faltung der Fanglomerate im hohen Trias-Jura-Gebiet behandeln. Die Fanglomerate sind meistens ziemlich gut gebankt, sodass es an vielen Stellen möglich war ihr Streichen und Fallen zu bestimmen. Da immer eine Reihe aufeinander folgender Bestimmungen untereinander

gute Uebereinstimmung zeigte, schloss ich auf ein Fehlen von Kreuzschichtung u. dgl., sodass eine Neigung der Schichten nur von tektonischer Art sein konnte.

1. Das Tertiär am Pfad von Camarena nach Riodeva bei der Cruz de la Matanza (9′10″—37′45″) zeigt ein mittleres Einfallen von $\frac{219}{23}$. Der Lias der Hoya de la Matanza fällt in der nächsten Umgebung im Mittel mit $\frac{203}{25}$ ein. Streichen und Fallen sind in Jura und Tertiär also fast gleich.

2. Oben im Barranco von (8′52″—37′57″) nach (9′6″—38′19″) liegt Tertiär, dass im Mittel mit $\frac{74}{20}$ einfällt. Es liegt auf Lias mit $\frac{28}{21}$, S. von Infralias mit $\frac{95}{18}$ und $\frac{18}{21}$, und N. von Infraliias mit $\frac{106}{17}$. Das Streichen des Jungtertiärs ist also etwa gleich dem mittleren Streichen des Jura, sein Fallen ist gleichfalls dasselbe. Dieses Jungtertiär liegt ebenfalls auf zwei abgeschobenem Liasgebieten (3, 4) mit mittlerem Einfallen von $\frac{155}{15}$ und $\frac{137}{42}$.

3. Unten im gleichen Barranco ist die Neigung des Tertiärs nur noch $\frac{74}{12}$. S. hiervon liegt Infralias mit $\frac{137}{8}$, das nach Osten in eine schwache Flexur mit $\frac{68}{35}$ übergeht.

4. Südlich von 1622 (8′51″—36′54″) liegt Tertiär mit $\frac{346}{20}$. Der Infralias von 1622 fällt ein mit $\frac{317}{27}$ bis $\frac{35}{15}$, im Mittel also mit fast gleichem Streichen und Fallen.

5. Die Fanglomerate am Nordabhang der Truena fallen ein mit $\frac{180}{16}$, $\frac{125}{32}$ und $\frac{90}{35}$ (9′21″—36′45″ bis 9′18″—37′23″). Nördlich von ihnen liegt Infralias mit $\frac{143}{12}$ und $\frac{67}{14}$; südlich Infralias mit $\frac{134}{38}$ und $\frac{181}{35}$. In ihrem Streichen und Fallen halten die Tertiärschichten die Mitte zwischen beiden.

Man kann im Allgemeinen sagen, dass das Tertiär etwa gleiches Streichen und Fallen zeigt wie der Jura. Da aber die Jurafaltung sehr unregelmässig ist und eigentlich mehr eine Fältelung darstellt, zeigen die Juraschichten beiderseits eines Tertiärvorkommens oft ganz verschiedenes Einfallen. Wenn das Tertiär dabei, wie in den meisten obengenannten Fällen, etwa das mittlere Einfallen der Juraschichten zeigt, achte ich den Beweis erbracht, dass der Jura vor der Ablagerung des Tertiärs nicht oder fast nicht gefaltet worden war, und dass die gleiche Faltung den Jura und das Pontien betroffen hat. Es ist dabei ausdrücklich zu bemerken, dass die Abschiebungsgebiete immer

ein stärkeres und oft anders gerichtetes Einfallen zeigen als das ihnen überlagernde Tertiär. Dies ist damit im Einklang, dass die Abschiebungen praepontisch sind.

Im Kreide—Tertiärgebiet von Riodeva können wir die gleiche Erscheinung beobachten. Nicht nur ist die Kreide genau so unregelmässig gefaltet wie das Tertiär, sondern auch sind Streichen und Fallen in benachbarten Kreide- und Tertiärschichten meistens etwa gleich. So kann man die tektonischen Zonen des Kreidegebiets in das Tertiär weiter verfolgen. Folgende Zonen sind dabei zu unterscheiden:

1. Oestlich vom Tertiärgebiet von Mas del Olmo und von der Rambla de los Casquetes liegt eine Zone, die im N. mit etwa 10°, im S. mit 20°—30° nach W. einfällt. In der Nähe der Randflexur zeigen sich N. vom Río de Eva in dieser Zone einige Sättel und Mulden.

2. Das Tertiärgebiet von Mas del Olmo ist nach S. geneigt. Hieran schliessen sich das Urgon des Castillo, der Wealden W. von der Rambla de los Casquetes und das Tertiär des Cuerno del Pinar, welche alle mit 10° im N. bis 20°, sogar 30° im S. nach Süden geneigt sind.

3. Das Tertiärgebiet der Calera und das sich dabei anschliessende Kreidegebiet am Unterlauf des Río de Eva, sowie die Hauptmasse der Pinarfläche sind wieder mit etwa 10° nach Westen geneigt.

4. In der Rambla de la Naveruela und dem Bco. del Val tritt Fallen nach E. auf. Diese Zone setzt sich nach SW. fort in den Schichten des Schwefelbergwerks von Libros, welche nach Braun (Lit. 10, S. 172) schwach nach SE. geneigt sind.

Die Zonen 1, 3 und 4 haben ungefähr das Streichen der Randflexur. Das ziemlich gleichmässig mit Bestimmungen von Streichen und Fallen belegte Kreidegebiet wurde hieraufhin statistisch bearbeitet (Abb. 32). Dabei zeigte sich, dass 25 % der Bestimmungen eine Einfallsrichtung von N. 281°—310° E., also ein mittleres Streichen von N. 25° E. zeigen (Zonen 1 und 3), und 13 % eine Einfallsrichtung von N. 181°—210° E., also ein mittleres Streichen von N. 105° E. (Zone 2). Auf dem Cuerno del Pinar sind die Tertiärschichten nach allen Richtungen zwischen N. 150° und 320° E., im Mittel also nach SW. geneigt (Zone 2). 45 % der Bestimmungen auf der Calera haben eine Einfallsrichtung von N. 290°—340° E., also ein mittleres Streichen von N. 45° E. (Zone 3).

Verwerfungen treten im Kreidegebiet verhältnissmässig wenig auf. Es sei dabei aber betont, dass nur solche, welche die Grenze Wealden—Urgon betroffen haben, deutlich zu erkennen sind. Sie fallen im Allgemeinen ziemlich steil ein. Auch im Tertiär hat Bakx verschiedene beobachtet, Roodhuyzen aber keine einzige. Ich konnte feststellen, dass in einigen Fällen Verwerfungen, welche die Kreide betroffen haben, sich bis in das Tertiär fortsetzen. Auffallend starkes Einfallen der Tertiärschichten an einigen Stellen (im Bco. del Val und an der Strasse Libros—Riodeva etwas ausserhalb des Aufnahmegebiets) ist wohl eine Anzeige einer Verwerfung in tieferen Schichten. Im Juragebiet fand ich bei der Fuente de la Zorra (9′8″—38′18″) eine Verwerfung von Pontien gegen abgeschobenen Oberlias (Abb. 33), der also offenbar

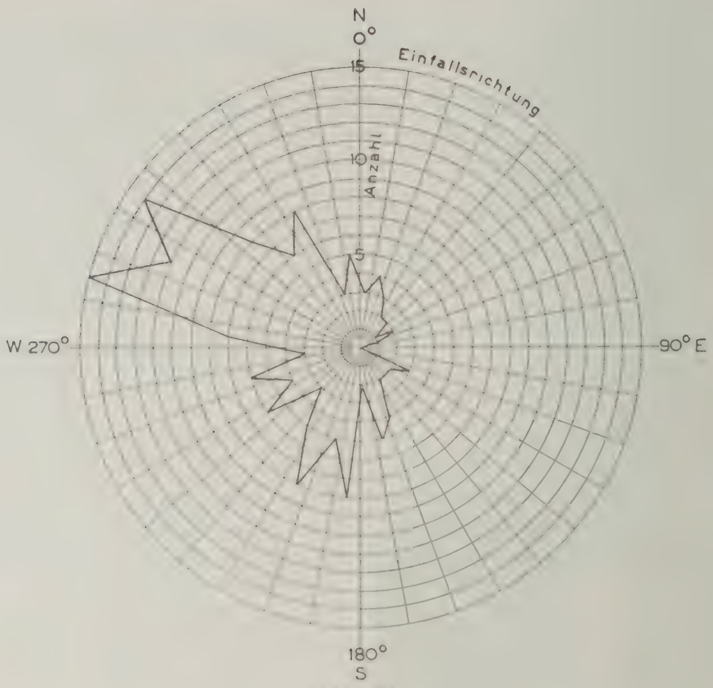


Abb. 32.

Graphische Darstellung der Frequenz der verschiedenen Einfallsrichtungen im Kreidegebiet um Riodeva.

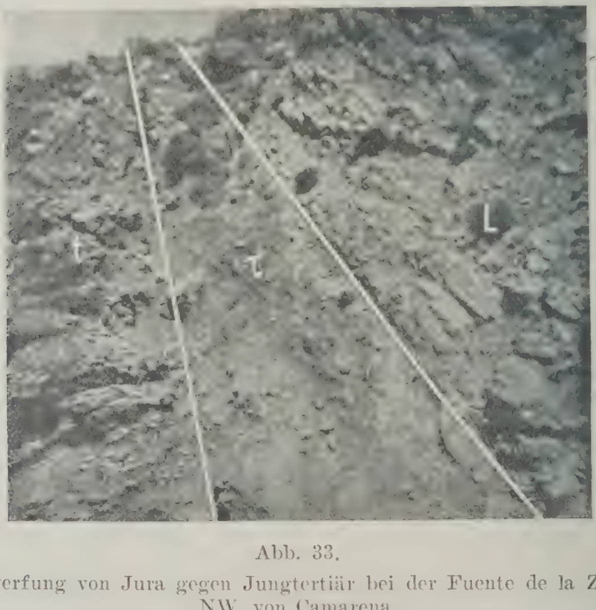


Abb. 33.

Verwerfung von Jura gegen Jungtertiär bei der Fuente de la Zorra, NW. von Camarena.

τ = Charmouthientuff, L = Charmouthienkalke, t = jungtertiäre Fanglomerate.

postpontisch nachgesunken ist. Dass weiter im Juragebiet an vielen Stellen eine Verwerfung die Grenze bildet zwischen Fanglomeraten und Infralias, hat wohl seinen Grund darin, dass vor dem Pontien die weicheren Schichten diesseits der Verwerfung ausgeräumt und dann von Fanglomeraten überlagert wurden, während die klotzigen Infraliasmassen jenseits der Verwerfung stehen blieben.

7. Zusammenfassung.

Die Art der Tektogenese ist folgenderweise zusammenzufassen:

Die Schichten über und unter dem Keuper haben in vollkommen verschiedener Weise auf die tektogenetischen Kräfte reagiert. Die Schichten über dem Keuper bilden eine Art Abscherungsdecke. Durch die Abscherung der höheren Schichten ist der Keuper intensiv gefaltet worden. Hierbei löste sich auch stellenweise der „Rhaet'' vom Infralias, wobei sich Keuper zwischen diesen beiden Schichtfolgen stauen konnte.

Die untere Trias ist im Südwesten äusserst schwach gefaltet. Sie wird von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt, welche oft von gegensinnigen Flexuren begleitet sind. Im Nordosten des Gebiets haben flache Aufschiebungen stattgefunden, wobei der Muschelkalk sich von seiner Basis gelöst hat und schuppenartig auf den Keuper überschoben ist.

Der Jura wird von sehr vielen, die Kreide von wenigeren Verwerfungen durchsetzt. Beide sind ausserdem schwach und in unregelmässiger Weise gefaltet worden (Fältelung). Das Tertiär ist in der gleichen Weise gefaltet worden, zeigt aber fast keine Verwerfungen.

An der grossen Randverwerfung der turolischen Senke bildete sich über dem Keuper eine Randflexur. Die hierzu notwendige Dehnung der Juraschichten führte zum Abbruch derselben, gefolgt von Abschiebungen höheren Juras auf Keuper oder auf Wealden.

Durch ein Zusammengehen von tektonischen Vorgängen (hauptsächlich Bruchbildung) und Ausräumung durch Talbildung konnten an vielen Stellen Abschiebungen stattfinden, und zwar von Infralias auf Keuper, von Lias auf Charmouthientuff und von oberem Jura auf den Liastuffen und dem unteren Malm.

Die Struktur des Gebiets lässt folgende Einheiten erkennen:

1. Die turolische Senke[1]). Als solche wird hier bezeichnet der Südast des Tertiärbeckens von Catalayud—Teruel, dessen Nordast nordwestliche Richtung hat. Die turolische Senke umfasst das Tertiärgebiet Mira—Landete—Ademuz—Villel—Teruel—Perales (vgl. Abb. 1). Im Aufnahmegebiet und im Gebiet Bakx' gehören das Kreidegebiet von Riodeva und das Tertiärbecken Mas del Olmo—Riodeva—Libros—Cascante—Villel dazu (Abb. 8). Die Ostgrenze dieses Beckens wird hier von einer Verwerfung gebildet, welche im Süden 1500—1700 m. Sprunghöhe hat, nach Norden aber erst in eine Bruchzone (Nord-

---

[1]) Turolia = Teruel.

Truena) übergeht und dann zu verflachen scheint. Die Schichten über dem Keuper bilden an dieser Verwerfung eine Randflexur mit Abschiebungserscheinungen, deren Verlauf deutlich in Abb. 8 zu verfolgen ist. Weiter nördlich, bei Corbalán (NE. von Teruel), bilden die Jura- und Triasschichten einen flachen Sattel, dessen Westflügel zur turolischen Senke und dessen Ostflügel zum grossen Kreidegebiet der Provinz Castellón abfällt (Corbalán-Achse Hahne, Lit. 42, S. 20, Taf. 1; Lit. 46, Karte).

Die Richtung der turolischen Senke ist auf der tektonischen Uebersichtskarte von Richter und Teichmüller (Lit. 71, Taf. 1) N. 20° E. Die Verwerfungen, welche auf dieser Karte bei Ademuz und Villel den Rand dieser Senke bilden, haben annähernd die Richtung N. 15° E. Vollkommen im Einklang damit ist das mittlere Streichen der Juraschichten der Randflexur im Aufnahmegebiet, welches N. 15° E. ist. Auf Abb. 8 ist die Erstreckung der ganzen Randzone gleichfalls 15°. Diese Richtung von 15° und eine Richtung etwa senkrecht dazu (105° für die Schuppen, 115° für die Verwerfungen) sind weiter die vorherrschenden Bruchrichtungen in der unteren Trias des Aufnahmegebiets.

2. Die Schuppenzonen von Cubla, Valacloche und Camarena. Es sind drei Zonen von auf Keuper überschobenen Muschelkalkschuppen zu unterscheiden, von denen nur die südliche zum Aufnahmegebiet gehört. Hahne hat die leztere „Camarena-Achse'' genannt (Lit. 42, S. 33, Taf. 1); die von ihm angenommene Drehung dieser Achse in SW.-Richtung ist aber nicht richtig. Die Schuppenzone hat etwa die Richtung N. 130° E.

3. Das Verwerfungsgebiet von Trias und Jura. Die den beiden Formationen gemeinsamen Hauptbruchrichtungen sind N. 35° E. und 135°. Daneben tritt in der Trias die Richtung der turolischen Senke auf den Vordergrund — diese ist sogar wichtiger als die hier genannte —, während im Juragebiet in der Nähe dieser Senke die Richtungen 45°—145°, 65°—155 und 175 vorherrschen. Die Juragebiete liegen im Allgemeinen tiefer als das Triasgebiet; die Infraliasschollen des Calderón und des Gaspar und Codoño sind dem Triasgebiet gegenüber am wenigsten eingesenkt. So kann man als einziges deutlich ausgeprägtes Strukturelement des Verwerfungsgebiets einen Horst Calderón—Mediano—nördlicher Ausläufer des Triasgebiets—Codoño—Gaspar—Bco. del Val unterscheiden, dessen Richtung etwa N. 40° E. ist (vgl. Abb. 8). Der östlichste Streifen dieses Horstes ist im Süden doppelt stark gehoben (Buntsandstein-Horst der Umbría del Setar). Hahne hat mit dem SW.-Ast seiner „Camarena-Achse'' (Lit. 42, S. 33, Taf. 1) wohl diesen Horst gemeint; sie soll sich nach SW. in die Sierra Tortajada fortsetzen, welche aus einem Jurasattel mit Kreideflanken besteht.

Die Einheiten 2 und 3 zeigen die Hauptrichtung der Keltiberischen Ketten, welche etwa N. 135° E. ist (vgl. die Karte von Richter und Teichmüller, Lit. 71, Taf. 2, Fig. 9) und eine Richtung etwa senkrecht dazu. Die turolische Senke mit den dazu gehörigen Bruchrichtungen nimmt eine eigene Stellung ein. Ihr Verlauf schräg zu der Hauptrichtung der Keltiberischen Ketten und ihre Fortsetzung in das Becken

von Calatayud, welches im Kern der herzynischen iberischen Ketten liegt, lässt vermuten, dass hier eine herzynisch angelegte Richtung vorliegt, zumal auch die herzynische Scheitelung etwa parallel dem Becken Calatayud—Teruel verläuft (Lit. 54*a*). Bakx nimmt zur Erklärung der beiden Richtungen zwei Druckrichtungen an (Lit. 4, S. 207). Die Annahme nur einer Druckrichtung kommt mir einfacher vor. Diese hätte dann ihre eigenen Bruch- und Faltensysteme verursacht und daneben eine Wiederauflebung älterer Richtungen herbeigebracht.

Das Alter der Tektogenesen. In den vorhergehenden Abschnitten haben wir wenn möglich versucht festzustellen, ob die darin behandelten tektonischen Erscheinungen vor- oder nachpontisch waren. Wir wollen die Ergebnisse hier mit einigen allgemeineren Betrachtungen verbinden, und ausserdem eine kurze Analyse der Morphologie des Gebiets geben. In chronologischer Folge sind folgende Vorgänge zu unterscheiden:

1. Ablagerung des Mesozoikums bis einschliesslich des Urgons oder höherer Kreideschichten. Tektonische Ruhe.

2. Ob jemals Alttertiär abgelagert worden ist, ist fraglich. Wahrscheinlich wurde das Gebiet während oder nach der Kreidezeit über dem Meeresspiegel gehoben.

3. Bildung der Muschelkalkschuppen. Diese werden im Gebiet Bakx' von Fanglomeraten überlagert und sind daher praepontischen Alters. Es ist aber nicht wahrscheinlich, dass diese Schubbewegung gleichzeitig mit der Bildung der Verwerfungen (4) stattfand, weil die erste einen Zusammenschub und die zweite eine Dehnung voraussetzt.

4. Starke Hebung des Gebiets. Bildung der turolischen Senke. Bildung der meisten Verwerfungen in Trias und Jura; vielleicht Bildung einiger schwachen Falten. Bakx (Lit. 4, S. 207) meint, dass vielleicht ein verschiedenes Alter der verschiedenen Bruchrichtungen nachzuweisen wäre. Unseres Aufnahmegebiet bietet dieser Hypothese keiner Stütze.

5. Als Folge der Hebung: Erosion und Talbildung.

6. Als Folge der Ausräumung, zum Teil auch der Bildung von Verwerfungen: Abschiebungen im Jura.

Die Vorgänge 4—6 können mehr oder weniger gleichzeitig stattgefunden haben.

7. Senkung des ganzen Gebiets.

8. Ablagerung des Pontiens. Diese Ablagerungen müssen das ganze seit (4) stark zerschnittene Gebiet wieder gefüllt haben. Man findet sie sowohl in den Tälern (bei Riodeva im Río de Eva, in der Rambla de los Casquetes und in der Rambla del Regajo) wie auf der Hochebene (auf der Truena bei (8′20″—37′10″), auf der Sierra de Javalambre bei (4′38″—37′50″) und (5′19″—40′52″)).

9. Fältelung des ganzen Gebiets (deutlich nur in den Schichten über dem Keuper, bis einschliesslich dem Pontien). Wiederaufleben

verschiedener Verwerfungen. Hierzu gehören die Verwerfungen, welche das Jungtertiär durchsetzen. Die Verwerfungen im Muschelkalk, welche von gegensinnigen, ehergeformten Flexuren begleitet werden, und die Verwerfungen im Jura an denen entlang Bewegungen in verschiedenen Richtungen stattgefunden haben (besonders die Wechsel) gehören möglicherweise in diese Phase.

10. Bildung der Hochebene. Zu dieser gehören die Truena, die Sierras de Javalambre und de Camarena sowie der Calderón. Die Ebene schneidet alle Falten und Verwerfungen ab. Bei ihrer Bildung wurde fast alles Jungtertiär, welches auf den hohen Gebieten abgelagert worden war, ausgeräumt.

11. Hebung des ganzen Gebiets um etwa 200 m.

12. Bildung der tieferen Ebene. Hierzu gehören der Pinar, das Gebiet N. von Mas del Olmo, die Lomas, die Nordseite der Truena, der Cerro, das Triasgebiet ausser dem Horst der Umbría del Setar, und fast die ganze Flexurzone. Diese Ebene greift gleichmässig über Trias, abgeschobenem Jura, Kreide und Jungtertiär hinweg.

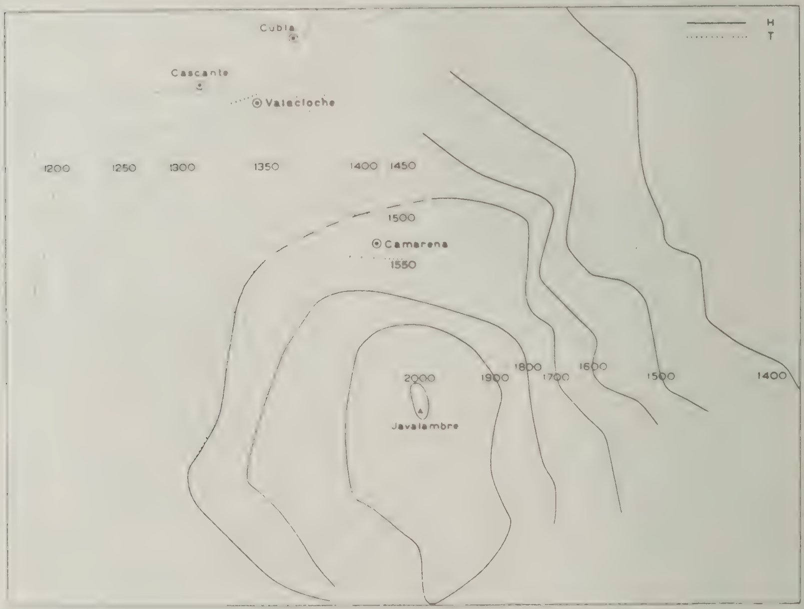


Abb. 34.

Ungefährer Verlauf der Höheren (H) und der tieferen (T) Fastebene. Massstab 1: 250 000.

13. Hebung der beiden Ebenen und schwache Faltung derselben. In Abb. 34 ist versucht, den ungefähren Verlauf den Höhenlinien der beiden Ebenen wiederzugeben. Es geht daraus hervor, dass die Faltung beide Ebenen in gleichem Masse betroffen hat, und ungefähr Nord—Süd

streicht. Die heutige Höhenlage der tieferen Ebene ist für das abgebildete Gebiet an den Rändern 1200 m., in der Mitte 1800 m.

14. Als Folge der Hebung: Erosion und Bildung des heutigen Reliefs.

Es sind somit die folgenden tektogenetischen Vorgänge zu unterscheiden:

3. Faltung (Schuppenbildung).
4. Hebung; Verwerfungen.
7. Senkung.
9. Fältelung; Verwerfungen.
11. Hebung.
13. Hebung und sehr schwache Faltung.

Von den Phasen 3, 4 und 7 wissen wir, dass sie praepontisch, von den übrigen, dass sie postpontisch sind. Wir wissen, dass die Phase 4 Anlass zu einer starken Erosion (Phase 5) war, von der die ganze Kreide des heutigen Jura- und Triasgebiets, ein bedeutender Teil der Kreide der turolischen Senke und bedeutende Massen von Jura und Trias ausgeräumt wurden. Dies fand statt vor der Ablagerung der pontischen Fanglomerate. Dennoch muss diese Erosion zur Ablagerung von grossen Schuttmassen geführt haben. Die jüngsten praepontischen Schichten welche dafür in Betracht kommen werden gewöhnlich in das Tortonien gestellt. Phase 5 wäre dann tortonisch, die Tektogenese von Phase 4 hätte direkt vor dem Tortonien stattgefunden. Wir hätten wahrscheinlich mit der zweiten steirischen Phase zu tun.

Die Hauptfaltung der Keltiberischen Ketten ist gleichfalls praetortonisch, dazu poststampisch nach Fallot und Bataller (Lit. 36, S. 399) und Royo (Lit. 75, S. 619), postsannoisisch nach Richter und Teichmüller (Lit. 69, S. 84; Lit. 71, S. 60) und Schröder (Lit. 85*a*, S. 155) und postludisch nach Hahne (Lit. 41, S. 107). Brinkmann (Lit. 11, S. 85) nimmt an, dass sie der savischen Phase entspricht. Es ist natürlich im Aufnahmegebiet nicht möglich zu entscheiden, ob Phase 3 mit der Hauptfaltung der Keltiberischen Ketten zusammenfällt oder nicht; solches kommt mir aber wohl sehr wahrscheinlich vor.

Die Phase 7 ist unmittelbar vor dem Pontien zu stellen (attische Phase). Richter und Teichmüller (Lit. 71, S. 67) wiesen auf die Abnahme der Reliefenergie vor der Ablagerung des Pontiens hin.

Die Phase 9 dürfte gleich nach dem Pontien fallen (rhodanische Phase). Aehnliche postpontische Bewegungen sind in den ganzen Keltiberischen Ketten nachgewiesen worden (Lit. 36, S. 398; Lit. 75, S. 620; Lit. 41, S. 107; Lit. 42, S. 13; Lit. 85*a*, S. 156; Lit. 71, S. 69; Lit. 11, S. 89); sie werden fast immer, wenn auch niemals mit Bestimmtheit, als rhodanisch betrachtet.

Die Phase 11 ist in Keltiberien bisher nicht nachgewiesen worden. Die Phasen 10 und 12 entsprechen der „Hauptverebnung'' von Richter und Teichmüller (Lit. 71, S. 71). Die Phase 13 entspricht der „jungpliozänen Aufwölbung des Keltiberikums'' der gleichen Autoren

(Lit. 71, S. 74). Das Fehlen jungpliozäner Ablagerungen in den Keltiberischen Ketten verhindert eine Altersbestimmung dieser Bewegungen. Wir können aber einen Vergleich mit den Pyrenäen versuchen, wo solche Ablagerungen wohl entwickelt sind. BOISSEVAIN (Lit. 9, S. 161) unterscheidet nach der rhodanischen Faltung: Verebnung (Plaisancien)— Hebung — Verebnung (Astien) — Hebung — Villafranchien — Terrassenbildung (Sicilien)—Hebung. PANNEKOEK (Lit. 62, S. 63) unterscheidet eine Senkung im Mittel-Astien und eine Hebung am Ende des Astiens (wallachische Phase); diese sind wohl den ersten zwei Hebungsphasen BOISSEVAIN's gleichzustellen. Für das Aufnahmegebiet wären vielleicht gleichfalls die zwei Hebungsphasen (11 und 13) in diesen beiden wallachischen Phasen zu stellen. Noch jüngeren Alters sind die quartären Terrassen bei Teruel (Lit. 46, S. 77).

VI. LITERATURVERZEICHNIS.

1. ALMERA, J. Compte-rendu de l'excursion du jeudi 6 Octobre à Castelldefels et Costas de Garraf. Bull. Soc. Géol. France, 3me série, t. 26, S. 801—811 (1898).
2. ——. Sobre el descubrimiento de la fauna de Saint-Cassien en el Trias de nuestra provincia. Bol. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, 3a época, vol. I, no. 26, S. 538—541 (1899).
3. ASHAUER, H. Die östliche Endigung der Pyrenäen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III. Folge, Heft 10, S. 1—115 (1933) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 11).
4. BAKX, L. A. J. La géologie de Cascante del Río et de Valacloche (Espagne). Leidsche Geol. Med., deel VII, S. 157—220 (1935).
5. BENECKE, E. W. Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Abh. Geol. Spezialk. Elsass-Lothr., Neue Folge, Heft VI (1905).
6. BERTRAND, M., & KILIAN, W. Estudios relativos al terremoto ocurrido en Andalucía el 25 de Diciembre de 1884. Estudio de los terrenos secundarios y terciarios de las provincias de Granada y Málaga. Bol. Com. Mapa Geol. España, t. XVIII, S. 353—562 (1891).
7. BOFILL Y POCH, A. Sobre el mapa topográfico-geológico del medio y alto Vallés. Descubrimientos paleontológicos en el Trías de dicha región. Bol. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, 3a época, vol. I, no. 8, S. 142—147 (1893).
8. ——. Sur le Trias à Cératites et sur l'Eocène inférieur de la gare d'Olesa (Barcelone). Bull. Soc. Géol. France, 3me serie, t. 26, S. 826—829 (1898).
9. BOISSEVAIN, H. Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Sègre (Pyrénées Catalanes). Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. LXVI, S. 33—170 (1934).
10. BRAUN, M. Note sur un gisement de soufre et sur le terrain qui le renferme dans la province de Teruel (Royaume d'Aragon—Espagne). Bull. Soc. Géol. France, 1re série, vol. 12, S. 169—174 (1841).
11. BRINKMANN, R. Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III. Folge, Heft 1 (1930) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 6).
12. BRUN, A. Mineralogische Notizen. Zeitschr. f. Kryst. u. Min., 5. Bd., S. 103—105 (1880).
13. BUCKMAN, S. S. A monograph of the ammonites of the „Inferior Oolite series''. London (1887—1907).
14. ——. (Yorkshire) type ammonites. London (1909—1930).
15. BURRI, C., & PARGA-PONDAL, I. Zur Petrographie der basischen Eruptivgesteine der Campos de Calatrava (Provinz Ciudad Real, Spanien). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIII, S. 40—73 (1932).
16. —— ——. Beiträge zur Kenntnis einiger jungvulkanischer Gesteine Spaniens. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XV, S. 266—288 (1935).
17. CALDERÓN, S. Existencia del Infraliásico en España y geología fisiográfica de la Meseta de Molina de Aragón. An. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid, serie II, t. 7 (XXVII), S. 177—206 (1897).

18. Cayeux, L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. Serv. Expl. Carte Géol. Dét. France (1929).

19. Choffat, P. Description de la faune jurassique du Portugal. Classe des Céphalopodes. 1re série, Ammonites du Lusitanien de la Contrée de Torres-Vedras. Lissabon (1893).

20. Coquand, H. Monographie du genre Ostrea. Terrain crétacé. Marseille (1869).

21. Corroy, G. Les Spiriféridés du Lias européen et principalement du Lias de Lorraine et d'Alsace. Ann. de Pal., t. XVI, S. 1—36 (1927).

22. Cortázar, D. de. Descripción física, geológica y agrológica de la Provincia de Cuenca. Mem. Com. Mapa Geol. España, t. III (1875).

23. Davidson, T. A monograph of the British fossil Brachiopoda. London (1851—1884).

24. Denckmann, A. Ueber die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten nördlich Goslar, mit besonderer Berücksichtigung der Fauna des oberen Lias. Abh. Geol. Spezialk. Preussen, Bd. VIII, Heft 2 (1887).

25. Dereims, A. Nouvelles observations sur la géographie physique du Plateau de Teruel. Ann. de Géogr., t. II, S. 315—328 (1893).

26. ——. Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon. Lille (1898).

27. Dorn, P. Die Ammonitenfauna des Untersten Malm der Frankenalb. Palaeontogr., 73. Bd., S. 107—172; 74. Bd., S. 1—92 (1930—1931).

28. ——. Die Hammatoceraten, Sonninien, Ludwigien, Dorsetensien und Witchellien des süddeutschen, insbesondere Fränkischen Doggers. Palaeontogr., 82. Bd., Abt. A, S. 1—124 (1935).

28a. Douvillé, H. Sur quelques Rudistes du terrain crétacé inférieur des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. France, 3me série, t. 17, S. 627—653 (1889).

29. ——. Sur la structure des Orbitolines. Bull. Soc. Géol. France, 4me série, t. IV, S. 653—661 (1904).

30. ——. Les Orbitolines et leurs enchaînements. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, t. 155, S. 567—572 (1912).

31. Douvillé, R. La Péninsule Ibérique. A. — Espagne. Handb. Reg. Geol., III. Bd., 3. Abt. (1911).

32. Eisenhuth, K. Beiträge zur Kenntniss der Bitterspäthe. Zeitschr. f. Kryst. u. Min., 35. Bd., S. 582—607 (1901).

33. Ernst, W. Zur Stratigraphie und Fauna des Lias ζ im nordwestlichen Deutschland. Palaeontogr., 65. Bd., S. 1—96; 66. Bd., S. 1—126 (1915).

34. Ewald, R. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in der Provinz Valencia. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, S. 1—49 (1911).

35. Ezquerra del Bayo, J. Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la peninsula. Sección V. Mem. R. Acad. Cienc. Madrid, t. IV, 3a serie, t. 2, parte 2a, S. 351—399 (1857).

36. Fallot, P., & Bataller, R. Sur l'allure d'ensemble et sur l'âge des plissements dans les montagnes du Bas-Aragon et du Maestrazgo (Espagne). Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, t. 182, S. 398—400 (1926).

37. Gignoux, M. Géologie stratigraphique. 2me éd., Paris (1936).

38. Goldfuss, A. Petrefacta Germaniae. Düsseldorf (1826—1833).

39. Goldschmidt, V. Atlas der Kristallformen. Heidelberg (1913—1923).

40. Haanstra, U., & Spiker, E. T. N. Geologie von Ibiza. Géol. Méd. Occ. (1935).

41. Hahne, C. Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien). Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 82, S. 79—112 (1929).

42. ——. Das Keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca—Teruel—Alfambra. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Neue Folge, Bd. XVI, 3, S. 1—46 (1930) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 5).

43. Hintze, C. Handbuch der Mineralogie. Leipzig (1897—1933).

44. Hollister, J. S. Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III. Folge, Heft 10, S. 117—154 (1933) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 11).

45. Instituto geológico y minero de España. Mapa geológico de España, 1: 400 000, hoja no. 29 (Cuenca, Teruel, Guadalajara) (1923).

46. ——. Mapa geológico (1: 50 000) & Memoria explicativa de la hoja no. 567 (Teruel) (1931).

47. Jacquot, E. Esquisse géologique de la Serranía de Cuenca (Espagne). Ann. des Mines, Mém., t. IX, S. 391—454 (1866).

48. Joly, H. Etudes géologiques sur la chaîne Celtibérique. Congr. Géol. Int., Compt. Rend. XIVe session, 2me fasc., S. 523—584 (1926).

49. Kauenhowen, W. Die Faziesverhältnisse und ihre Beziehungen zur Erdölbildung an der Wende Jura-Kreide in Nordwestdeuschland. N. Jahrb. f. Min. usw., LVIII. Beil.-Bd., Abt. B, S. 215—272 (1926).

50. Lacroix, A. Minéralogie de la France et de ses colonies. Paris (1893—1913).

51. ——. Les tufs volcaniques de Ségalas (Ariège). Conclusions à tirer de leur étude au sujet de l'origine des ophites. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, t. 122, S. 146—149 (1896).

52. ——. La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, t. 165, S. 293—298 (1917).

53. Lacvivier, de. Sur la distribution géographique, l'origine et l'âge des ophites et des lherzolites de l'Ariège. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, t. 115, S. 976—979 (1892).

53*a*. Loriol, P. de. Etude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien Supérieur et Moyen du Jura Bernois. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XXIII, XXIV (1896—1897).

54. ——. Etude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien Inférieur ou Zone à Ammonites renggeri du Jura Bernois. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XXV, XXVI (1898—1899).

54*a*. Lotze, F. Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Neue Folge, Bd. XIV, 2, S. 1—320 (1928) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 3).

55. Mallada, L. Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España. Bol. Com. Mapa Geol. España, t. XVIII, S. 1—253 (1891).

56. ——. Explicación del mapa geológico de España. Sistemas permiano, triásico, liásico y jurásico. Sistemas infracretáceo e cretáceo. Mem. Com. Mapa Geol. España, t. IV, V (1902—1904).

57. Michel-Lévy, A. Notes sur quelques Ophites des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. France, 3me série, t. 6, S. 156—177 (1877).

58. Moesch, C. Monographie der Pholadomyen. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. I, II (1874—1875).

59. Morris & Lycett, J. A Monograph of the Mollusca from the Great Oolite. London (1854—1863).

59*a*. Neumayr, M. Die Cephalopodenfauna der Oolithe von Balin bei Krakau. Abh. Geol. Reichsanst., V. Bd., S. 19—54 (1871).

60. Nicklès, R. Etudes géologiques sur le Sud-Est de l'Espagne. I. Terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du Sud de la province de Valence. Ann. Hébert, t. 1 (1891).

60a. NICOLESCO, C. Sur un nouveau genre de Périsphinctidés (Bigotella) de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux (Calvados). Bull. Soc. Géol. France, 4me série, t. 16, S. 153—179 (1916).

60b. OPPEL, A. Palaeontologische Mittheilungen aus dem Museum des Koenigl. Bayer. Staates. Stuttgart (1862—1865).

61. ORBIGNY, A. D'. Paléontologie française. Terrains jurassiques, t. 1—2. Terrains crétacés, t. 2—4. Paris (1842—1850).

62. PANNEKOEK, A. J. Evolution du Bassin de la Tet dans les Pyrénées orientales pendant le Néogène. Etude morphotectonique. Geogr. en Geol. Med. 10 (1935).

63. QUENSTEDT, F. A. Petrefactenkunde Deutschlands. Tübingen-Leipzig (1846—1884).

64. ——. Der Jura. Tübingen (1858).

65. ——. Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. Stuttgart (1883—1888).

66. RAU, K. Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens mit Ausschluss der Spiriferinen. Geol. u. Pal. Abh., Neue Folge, Bd. VI (1904).

66a. REGINECK, H. Die pelomorphe Deformation bei den jurassischen Pholadomyen und ihr Einfluss auf die bisherige Unterscheidung der Arten. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XLII, S. 1—67 (1917).

67. REUTER, L. Die Ausbildung des oberen Braunen Jura im nördlichen Teile der Fränkischen Alb. Geogn. Jahreshefte, XX. Jhrg., S. 1—118 (1907).

68. RICHE, A. Etude stratigraphique et paléontologique sur la Zone à Lioceras concavum du Mont d'Or Lyonnais. Ann. Univ. Lyon, nouv. série, I, fasc. 14 (1904).

69. RICHTER, G. Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Neue Folge, Bd. XVI, 3, S. 47—118 (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 5) (1929).

70. ——. Abscherungserscheinungen in der Trias der Iberischen Ketten. Geol. Rundschau, XXII, S. 19—25 (1931).

71. —— & TEICHMÜLLER, R. Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III. Folge, Heft 7 (1932) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 9).

72. ROLLIER, R. Synopsis des Spirobranches jurassiques celtosouabes. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. 41—44 (1915—1919).

73. ROYO Y GÓMEZ, J. Notas geológicas sobre la provincia de Valencia. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVI, S. 66—87 (1926).

74. ——. Edad de las formaciones yesíferas del Terciario ibérico. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVI, S. 259—279 (1926).

75. ——. Tectónica del terciario continental ibérico. Congr. Géol. Int., Compt. Rend. XIVe session, 2me fasc., S. 593—623 (1926).

76. ——. Sur le faciès wealdien d'Espagne. Compt. Rend. Somm. Soc. Géol. France, 1927, S. 125—128.

77. SANDBERGER, C. L. F. Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt. Wiesbaden (1870—1875).

78. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. Nota petrográfica sobre algunas rocas eruptivas de Mallorca. Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, t. XV, S. 333—349 (1919).

79. ——. Nota petrográfica sobre algunas rocas eruptivas de Castellón y Valencia. Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, t. XVI, S. 327—334 (1920).

80. ——. Algunas rocas nuevas para España. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXIV, S. 65—75 (1924).

81. ——. Nota petrográfica sobre algunas rocas de la provincia de Tarragona. Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, t. XVIII, S. 333—338 (1924).

82. SCHEURLEN, H. Strigoceras und Phlycticeras. Palaeontogr., 70. Bd., S. 1—40 (1928).

83. SCHLOSSER, M. Ueber Säugetiere und Süsswassergastropoden aus Pliocänablagerungen Spaniens und über die natürliche Grenze von Miocän und Pliocän. N. Jahrb. f. Min. usw., 1907 II, S. 1—41.

84. SCHMIDT, M. Weitere Studien in der iberisch-balearischen Trias. Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., XXVI, S. 474—488; XXVII, S. 716—734 (1930—1931).

85. SCHRIEL, W. Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Neue Folge, Bd. XVI, S. 1—105 (1930) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 4).

85*a*. SCHRÖDER, E. Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien). Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Neue Folge, Bd. XVI, S. 119—180 (1930) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 5).

85*b*. SIEMIRADZKI, J. VON. Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes. Palaeontogr., 45. Bd., S. 69—352 (1898—1899).

85*c*. STAESCHE, G. Die Pectiniden des schwäbischen Jura. Geol. u. Pal. Abh., Neue Folge, Bd. 15, Heft 1 (1924).

86. STEINMANN, G. Zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation von Caracoles (Bolivia). N. Jahrb. f. Min. usw., I. Beil.-Bd., S. 239—301 (1881).

86*a*. TENNE, C. A., & CALDERÓN, S. Die Mineralfundstätten der Iberischen Halbinsel. Berlin (1902).

87. TORNQUIST, A. Die Daonellen des deutschen Muschelkalkes. N. Jahrb. f. Min. usw., 1903, II. Bd., S. 83—92.

88. ——. Ueber die ausseralpine Trias auf den Balearen und in Katalonien. Sitzungsber. Kgl. Preuss. Akad. Wiss., XXXVI, S. 902—918 (1909).

89. TRICALINOS, J. Untersuchungen über den Bau der Celtiberischen Ketten des nordöstlichen Spaniens. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 80. Bd., S. 409—482 (1928).

90. VERNEUIL, E. DE, & COLLOMB, E. Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. Bull. Soc. Géol. France, 2me série, t. 10, S. 61—147 (1852).

91. VIENNOT, P. Sur la valeur paléontologique et stratigraphique d'Orbitolina subconcava Leymerie. Compt. Rend. Somm. Soc. Géol. France, 1929, S. 75—77.

92. VILANOVA Y PIERA, JUAN. Memoria geognóstico-agrícola sobre la provincia de Castellón. Mem. R. Acad. Cienc. Madrid, t. IV, 3a serie, t. 2, parte 3a, S. 577—803 (1859).

93. ——. Reseña geológica de la provincia de Valencia. Bol. Soc. Geogr. Madrid, t. XI, S. 116—137, 217—233, 258—284; t. XII, S. 55—79, 336—350, 414—444; t. XIII, S. 66—90 (1881—1882).

93*a*. WAAGEN, W. Jurassic fauna of Kutch. The Cephalophoda. Pal. Indica (Mem. Geol. Surv. India), Ser. IX, vol. I (1873—1875).

94. WEGELE, L. Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. Palaeontogr., 71. Bd., S. 117—210; 72. Bd., S. 1—94 (1929).

95. WEISERT, K. Stephanoceras im schwäbischen braunen Jura Delta. Palaeontogr., 76. Bd., S. 121—191 (1931).

96. WEPFER, E. Die Gattung Oppelia im süddeutschen Jura. Palaeontogr., 59. Bd., S. 1—67 (1912).

97. WOODS, H. A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. London (1899—1913).

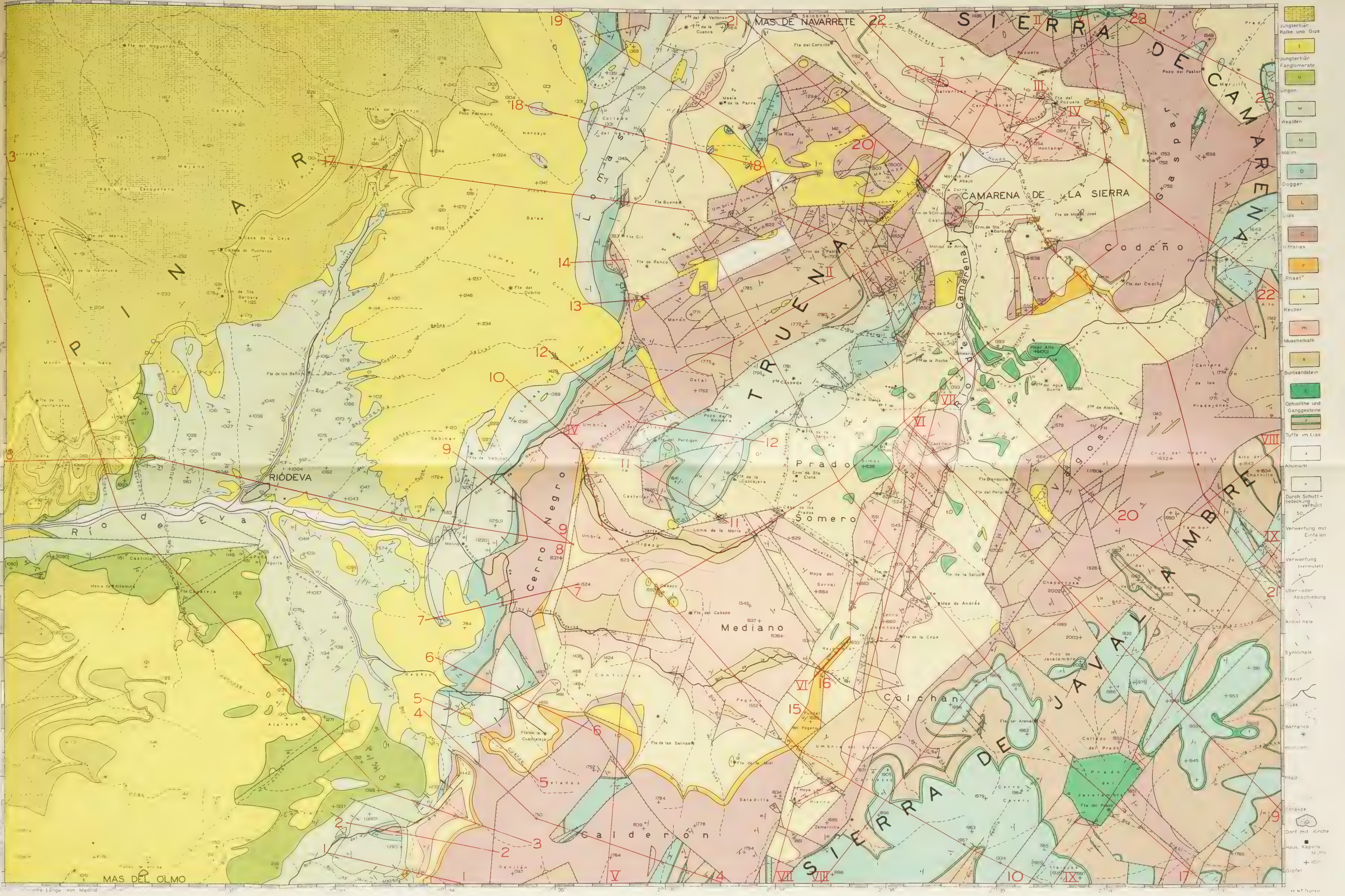
98. WURM, A. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, S. 38—175 (1911).

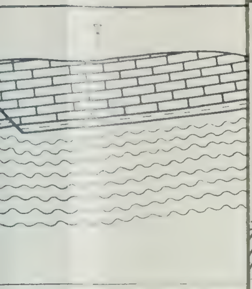
99. ——. Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearischen Triasprovinz. Verh. Nat.-Med. Ver. Heidelberg, Neue Folge, XII. Bd., S. 477—594 (1913).

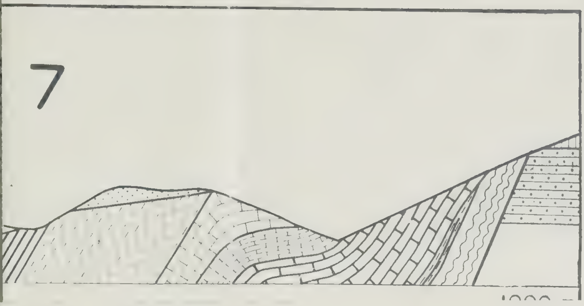
100. ——. Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 71. Bd., Monatsber., S. 153—160 (1914).

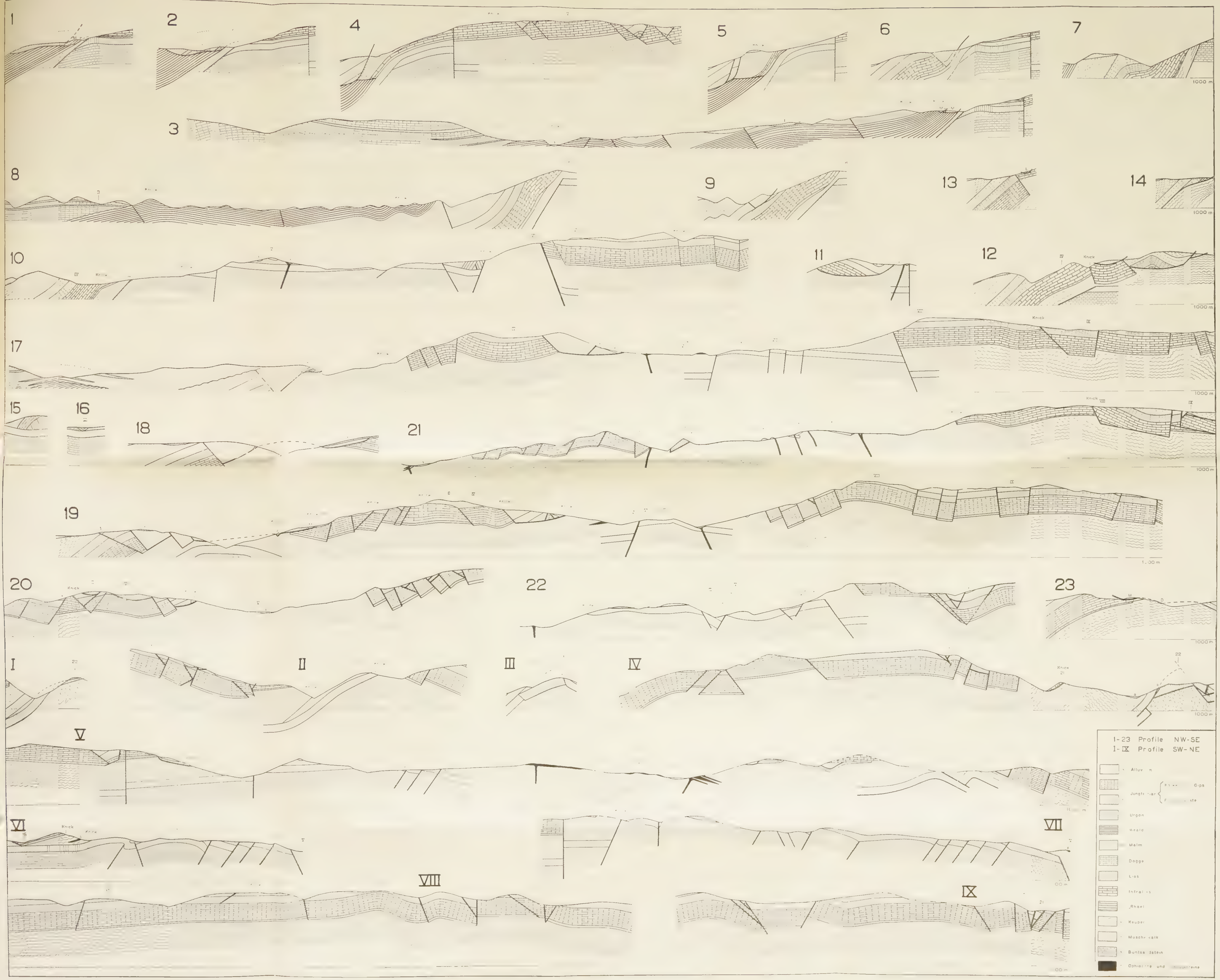
101. Yabe, H., & Hanzawa, S. Geological age of Orbitolina-bearing rocks of Japan. Science Rep. Tôhoku Imp. Univ., 2. series, vol. IX, no. 1, S. 13—20 (1926).

R. MARTIN, Geologische Karte von Camarena de la Sierra und Riodeva (Provinz Teruel, Spanien). Aufgenommen 1933—1934. Massstab 1 : 25000.






7


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
Knick
1000 m
1-23 Profile NW-SE
I-IX Profile SW-NE
Gips
Urgon
Weald
Malm
Lias
Rhaet
Keuper

HETEROSPIRA, A NEW FORAMINIFERAL GENUS FROM THE TERTIARY OF BORNEO

BY

J. H. F. UMBGROVE.

In thinsections of tertiary limestones from Borneo I studied numerous specimens of a new genus of foraminifera showing an interesting and rather complicated structure.

The material belongs to the Geological Survey of the Netherlands East Indies („Dienst van den Mijnbouw in Nederlandsch Indië'') at Bandoeng, Java. Syntypes [1]) are in the palaeontological collection of the „Instituut voor Mijnbouwkunde'' at Delft. My thanks are due to Mr. A. C. DE JONGH, formerly director of the geological survey in the East Indies, who kindly lent me these rocks.

The material studied by me is from several localities, and contains besides *Heterospira* the following foraminifera and algae:

No. 2322, B 803, Rintis Tepian Liang Mahoengi p. 3 Ms. + 3 Meter coll. Ir. G. Pott 7. 7. 1926: *Discocyclina, Camerina, Pellatispira rutteni, Spiroclypeus, Miliolides, Textularia, Carpenteria, Lithothamnium, Halimeda.*

No. 4202, B 1271, Pasir; coll. Ir. G. Pott: *Discocyclina, Pellatispira irregularis, Spiroclypeus, Lithothamnium, Halimeda.*

No. 2406, B 821, Soengei Meringau p. 7, Rintis p. 13—247; coll. Ismail 26. 7. 1926: *Camerina, Discocyclina, Spiroclypeus, Lithothamnium.*

No. 2777, B 833, Rintis east of M. S. Empoenoeng Hidjo p. 5000 D; coll. DJIMAU 25. 7. 1926: *Camerina, Discocyclina, Spiroclypeus, Halimeda.*

No. 2435, B 813, Goenoeng Batoeloro, p. 5—92; coll. Ir. G. POTT 3. 8. 1926: *Camerina, Discocyclina, Spiroclypeus, Halimeda.*

No. 3141, B 1303 Pasir; coll. Ir. G. POTT: *Discocyclina, Camerina, Spiroclypeus, Pellatispira crassicolumnata, Miliolides, Gypsina globulus, Lithothamnium, Halimeda.*

The occurrence of several species of *Discocyclina* and *Pellatispira* seems to indicate an eocene age of the limestones. Fasciolitidae have

[1]) EDW. T. SCHENK and J. H. MC MASTERS, Procedure in Taxonomy 1936.

not been found. However, the presence of abundant specimens of *Spiroclypeus,* at first sight gives suspection of a miocene age. It is well known that a remarkable fauna, consisting of *Camerina, Discocyclina, Pellatispira, Lepidocyclina* and *Spiroclypeus* has been mentioned from Borneo by some authors. TAN [1]) who in 1930 discussed these data, was of the same opinion as I was [2]) namely that *Camerina, Discocyclina* and *Pellatispira* must have been washed out from eocene marls and redeposited with *Lepidocyclina* and *Spiroclypeus.*

I am not convinced that this process has played a part in the origin of the *Heterospira* limestones studied by me.

In a very recent paper TAN [3]) announces the future description of undoubtedly eocene *Spiroclypei* from Borneo, as revailed by detailed fieldwork.

A comparison with these eocene *Spiroclypei* may perhaps fix the age of the *Spiroclypeus* bearing Heterospira-limestones.

When comparing the structure of *Heterospira* with other foraminifera, especially to those with well developed tubular systems (*Camerinidae* and *Rotaliidae*) striking differences are observed. The tubular system (pores) of *Heterospira* shows no marginal plexus, so characteristic in the family of *Camerinidae,* and no spiral canals, always present in the family of *Rotaliidae* (in the sense of HOFKER [4])). No foraminifer known to me, has a structure comparable to that of *Heterospira,* which I regard to represent a still unknown family (: Heterospiridae). At the present state of knowledge it seems to me of no value to make a hypothesis on the possible relation of *Heterospira* to other families of foraminifera.

HETEROSPIRA genus novum.

Test lenticular, inflated or flat, circular and bilaterally symmetrical, in the early stage involute. Wall calcareous, perforate, with a complex system of pores (canals).

No marginal plexus and no spiral canals present.

The proloculum is followed by a single coil of chambers connected by a proximal foramen (primary coil of chambers in the equatorial plane, fig. 10 and fig. 1 centre).

From the distal walls of these primary chambers a great number

---

[1]) TAN SIN HOK. Over Spiroclypeus. De Mijningenieur 11, No. 9, 1930, p. 180.

[2]) J. H. F. UMBGROVE. Het genus Pellatispira in het Indopacifisch gebied (summary in English). Wetenschappelijke Mededeelingen No. 10, 1928, pag. 27.

[3]) TAN SIN HOK. Zur Kenntniss der Miogypsiniden. De Ingenieur in Nederl. Indië 1936, No. 3, IV, pag. 48, noot 3.

[4]) According to J. HOFKER. Siboga Expedition Monograph IV, part. 1, 1927. However, CUSHMAN (Foraminifera 1933) regards *Rotaliidae* and *Calcarinidae* (erroneously including the Camerinid genus *Pellatispira*) as separate families. On the other hand GALLOWAY (A Manual of Foraminifera) takes *Calcarina* and *Baculogypsina* together in one family including also *Tinoporus,* a genus which according to HOFKER is allied to the *Orbitoididae*!

of tubules proceed, running radially and bifurcating in the equatorial plane (equatorial pores [1]) fig. 3 and fig. 9).

From these equatorial pores, tubules branch off in lateral directions. Part of these lateral pores communicate with the surface of the foraminifer (fig. 6); partly they open in secondary chambers (fig. 4), which are arranged in two planes parallel to and on either side of the equatorial plane (vertical sections of secondary chambers fig. 4, 5, 6, 7 and fig. 11).

In a section parallel to the equatorial plane the secondary chambers are seen to be arranged in the shape of an irregular spiral, winding in a direction opposite to the primary single coil (fig. 1).

I could not definitely establish a connection between the distal walls of the primary chambers and the proximal walls of the adjoining secondary ones.

Genotype: *Heterospira mirabilis.*

HETEROSPIRA MIRABILIS species nova.

The principal characteristics of the species may of course be found in the above mentioned definition of the genus. It is difficult to determine special species characteristics, because only one species is known. The average diameter of megaspheric specimens amounts to 4 m.m.; the thickness varying according to the shape of the tests, up to $^1/_3$ of the diameter in lenticular specimens possessing a central boss. Other dimensions may be inferred from fig. 1—11. Few equatorial sections could be studied, because only thinsections of limestones and no free tests were available. No equatorial section of a mikrospheric specimen was seen. A few oblique sections of abnormal great dimension (10 m.m.) may belong to microspheric specimens. *Heterospira mirabilis* shows many large pillars protruding on the surface of the test, and surrounded by the openings of the lateral pores (fig. 2, 5, 6, 7, 8). In some specimens surface chambers occur; into them lateral pores are opening (fig. 7). These chambers especially occur in the marginal parts of the surface.

Delft, 25 June 1936.

---

[1]) As the tubules originate from the primary chambers they should be called pores (not: canals).

EXPLANATION OF THE FIGURES.

Fig. 1. Section nearly parallel to the equatorial plane, showing primary (single) coil, and one of the layers of secondary chambers, winding in an opposite direction to the primary chambers. (Locality 2777 B 833).

Fig. 2. Oblique section cutting through two layers of secondary chambers separated by the equatorial pores and showing pillars surrounded by the lateral pores. (Locality 2322 B 803).

Fig. 3. Nearly equatorial section through primary coil and equatorial pores. (Locality 2406 B 821).

Fig. 4. The connection between equatorial pores and secondary chambers (schematic).

Fig. 5. *Heterospira mirabilis*, dissected in different ways to elucidate the structure of the foraminifer (compiled from numerous thinsections).

Fig. 6. Vertical non-radial section showing connection between equatorial and lateral pores. (Locality 2322 B 803).

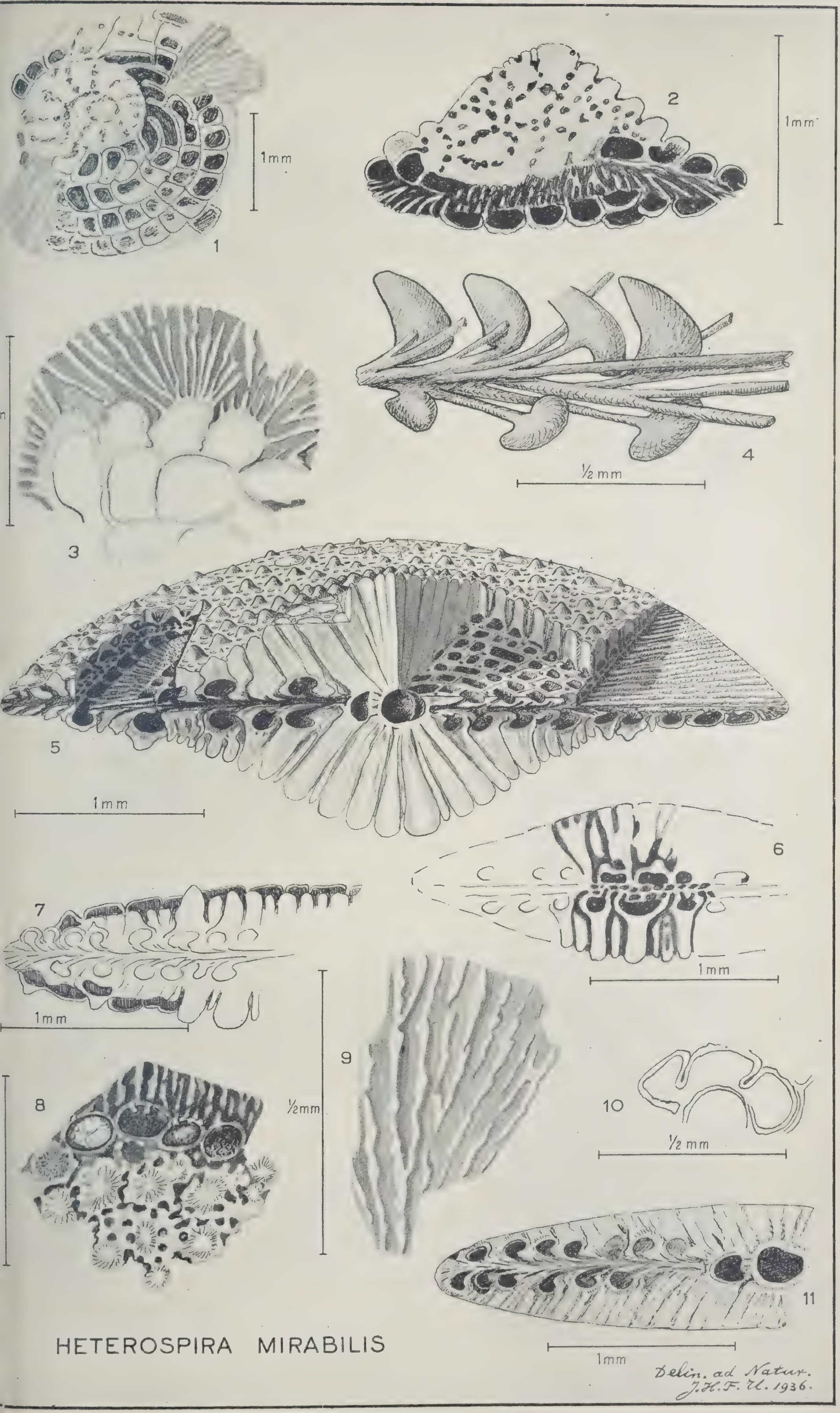
Fig. 7. Marginal portion of vertical section, showing surface chambers. (Locality 2435 B 813).

Fig. 8. Oblique section through pillars, lateral- and equatorial pores. (Locality 4202 B 1271).

Fig. 9. Bifurcating equatorial pores in equatorial section. (Locality 2435 B 813).

Fig. 10. Primary chambers showing foramina, equatorial section. (Locality 2435 B 813).

Fig. 11. Vertical radial section through a worn-off specimen. (Locality 2435 B 813).



HETEROSPIRA MIRABILIS

THE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF ILLINOIS

NOTES ON THE MECHANISM OF FOLDING

BY

L. U. DE SITTER.

§ 1. In this study only those folds as observed in the upper sedimentary layers of the Earth's crust will be treated. Even with this restriction the subject is still so complicated, that we must narrow the scope to be able to treat it from a theoretical point of view. Hence we will confine ourselves to simple folds as synclines and anticlines, leaving alone those intricate structures generally known as Alpine folding. On the other hand faults connected with folding are such a common feature that any theory that does not take them into account will be valueless.

Folding is the result of tangential forces acting at unknown depth. Only in very few instances we have some idea at what depth the force is active. In the Jura mountains for instance we know that the sedimentary layer must have been pushed over its granite basement rock, as it has glided over the granite on a very incompetent layer of Anhydrite. But such knowledge of the total depth of a system of folds is an exception.

In general it is understood that the upper limit of a fold is the surface of the Earth, its lower limit being a more or less horizontal hypothetical shearing plane, along which the folded strata have been detached from their basement rock. The determination of the depth of this shearing plane offers an highly interesting problem, which however lies outside the scope of this paper.

We are at present chiefly interested in the problem how, somewhere in the central part of a cross section, the deformation of the material has taken place, in such a way that a fold resulted.

In textbooks folds are divided into two classes, viz.:

(1) competent or parallel or concentric folds, where beddingplanes remain parallel and the thickness of the strata remains unchanged,

(2) incompetent or similar folds, where the shape of the fold in subsequent beddingplanes is the same, but where the thickness of the strata undergoes considerable change by thickening or attenuation.

As the thickening of the strata in the crests of anti- and synclines and the attenuation in the flanks necessitates considerable deformation [1]),

[1]) This phenomenon is often referred to as „flow'', but as fig. 1 B shows „flow'' in general is nothing but a rather extreme form of deformation, without extensive displacement of material. Real „flow'' takes place in diapiric structures, saltdomes etc.

it is obvious that only material in extremely plastic condition will follow this mode of folding. Any normal sequence of strata is priory competent, and competent folding in simple folds will be the rule.

The detailed tectonical studies of oilfields have revealed the fact that this kind of folding is the principal law, when only a few hundred meters of stratigraphical tickness of strata are considered. However the section construction along those lines tends irrevocably to a flattening of the structure downwards, which is in direct contradiction to the majority of observed folds. Accordingly we must keep in mind that competent folding has its well defined limits.

In experimental tectonic work the same mode of folding is expressed by all those artificial folds, though many other features, inherent to folding in nature, are absent. When a fold becomes compressed to a high degree pure competency becomes an impossibility, and faulting or (and) attenuation will take place.

§ 2. It will be instructive to inquire deeper into the nature of competent and incompetent folding. In figure 1 the two modes of folding are represented.

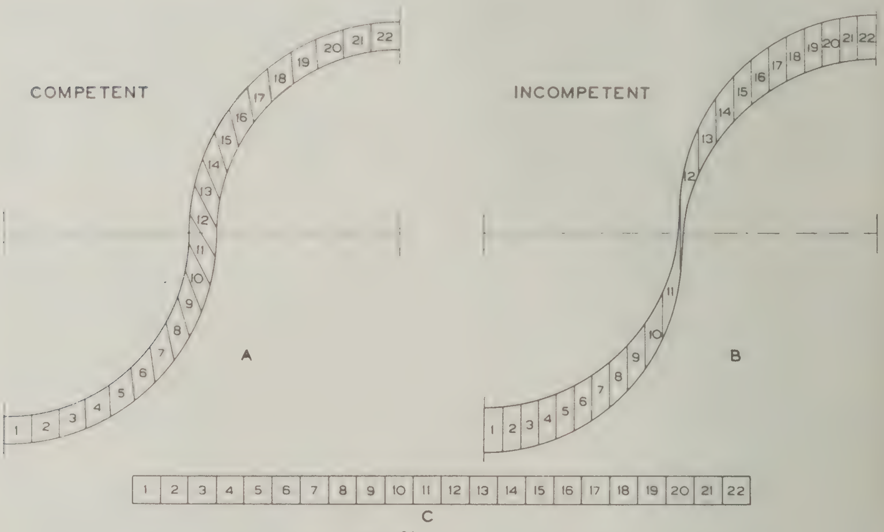


Fig: 1 Shortening to 63,6 % of its original length by folding

In both cases, A and B, the volume of the original (C) has been maintained. The unit cubes drawn in C have been deformed by the folding and their shape in A and B is a measure of the necessary deformation (Also the volume of each deformed cube has remained the same.)

There is no doubt that the deformation in case A is considerably less than in case B.

This leads to the tentative conclusion that competent folding is the result of the maximum shortening of horizontal distance between two points, while maintaining the minimum internal deformation of the strata.

(We must bear in mind however that our graphic solution of the competent folding is not a mathematical proof and it may be true that a slight deviation of the geometrical construction will be still better in concordance with the stated definition of competent folding. However I feel confident that our geometrical construction method is at least a good approximation.)

The conclusion we arrived at is a perfectly logical one and represents a principle of prime importance. Hence there is no reason to expect that strata of different material will act differently. All strata, argillaceous or arenaceous, limestones or coals will follow this same law. The subdivision of textbooks into competent and incompetent folding refers to another *stage* of the folding process, when pure competency is no longer possible. Then competent strata will fracture and break, whereas incompetent strata will be squeezed out. In this stage of fracturing, the incompetent stage one might say, the internal cohesion of the material is broken up in both cases but in different ways.

Thus we can distinguish three successive phases in a folding process, following one another during increasing pressure.

(1) The unvarying phase; when the folding force has not yet attained the limit at which deformation of the strata is possible. A general compression of the material may take place.

(2) The competent phase; competent folding without thickening or attenuation.

(3) The incompetent phase, characterised by fracturing and faults, attenuation and thickening.

Although every kind of material will undergo these three phases successively, the limits between two phases might not be situated at the same degree of compression. One kind of material will yield to the deformative force earlier than some other. Complications will arise in very heterogeneous sedimentary series. A quick alternation of strata of different character will probably act as an homogeneous mass, whereas a series consisting of thick horizons of different character must be regarded as a heterogenous series.

Also within one fold the deformative force will not be equal throughout the fold. In the core of the anticline the force must have been greater because greater deformations have taken place. Hence the limit between competent and incompetent folding will be reaached first in the core of a fold and will spread from this centre outwards and upwards.

§ 3. Before competent folding can be fully understood more must be known about the mode of deformation during the folding process.

Very often folding of strata has been compared to folding of a block of paper.

When we bend a block of paper the cohesion of points on one horizontal plane is great, whereas the cohesion of the sheets is nihil. The adjustments are wholly taken up by slip between the sheets. The maximum slip can be measured by the difference in length between the arcs a and b (Fig. 2) which equals:

$$\text{slip} = \alpha R - \alpha (R - t) = \alpha t \qquad (1)$$

α being a measure of the intencity of folding.
t = thickness of strata.

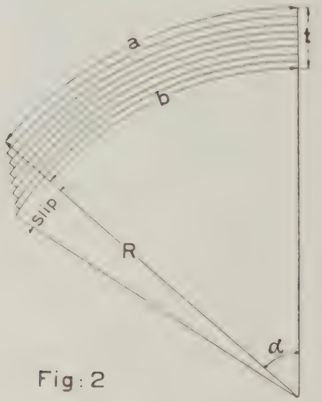


Fig: 2

Thus the slip is independent of the size of the fold (a) but is a function of t and the intencity of folding (α).

The maximum slip is encountered at the steepest part of the fold, and diminishes towards left and right. If we consider an unbroken limestoneband 1 cm. thick, surrounded by shale, folded through 90°, then the slip between its upper and lower boundery would be

$$\tfrac{1}{2}\pi \text{ cm or } 1{,}57 \text{ cm.}$$

By inner adjustment of the grains within that 1 cm thick limestone a displacement of 1,57 cm is necessary[1]) between a point in the roof relative to a point in the floor. Also if we consider two adjacent grains in a sandstone the relative movement would be 1,57 × the grainsize.

When we bend, instead of a block of paper, a long strip of cardboard to an arc of 90°, this will be effected without difficulty. But the bending of a piece of 1 cm. length to this same arc will require much more strength and will probably result in the rupture of the smooth arc. In this cardboard adjustment by slip is impossible, but the fold is effected by means of compression of the inner arc and by tension of the outer arc. That the amount of compression is a function of size and radius of the fold is demonstrated by the greater resistance of a smaller piece of the same material. The total amount of necessary adjustment can be measured in terms of slip and formula (1) can be used. But the material being compressed a distribution of the

---

[1]) Busk (Earth flexures) distributes erroneously this maximum displacement over the whole fold, and concludes that slip is unnoticeable in its effects. If this were true the size of the fold would determine the slip, which is contrary to the formula. Furthermore it is obvious that the increasing slip can not be redistributed back along the arc.

shortening of the inner arc over its whole length takes place. Hence the rate of compression equals

$$\alpha \frac{R - t}{a} \quad \text{or} \quad \frac{a - \alpha t}{a} \text{ [1]} \qquad (2)$$

When a thin layer, thin comparative to the length of the arc, is considered the compression is small, but with a thick layer a considerable compression per unit length must occur. The maximum compression of a sandstone has been determined experimentally to about 5 % of its original volume.

The foregoing examples have lead to considerations of movements exclusively parallel to the curve. Adjustments in sediments might however as well take place perpendicularly or obliquely to the curve of the fold. The material that constitutes sediments are grains of various size, which hardly can show a marked preference to one or the other direction as long as we consider homogeneous strata.

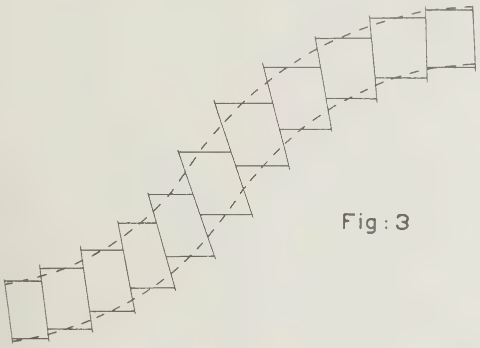


Fig : 3

In Fig. 3 we have drawn a fold, where the displacement of the particles has taken place along shearing planes perpendicular to the bedding, only the number of those planes must be imagined to be infinitely great.

§ 4. To be able to judge which of the many possible ways of adjustment of the grains to the folded status seems to be the most logical one, we have drawn Fig. 4, representing an anticlinal fold.

A theoretical fold of a constant length a, and the thickness t, has been drawn in three successive stages (B, C and D) of its folding. By means of the construction method of Busk, making use of concentric circles, pure competency has been maintained.

On the upper and lower boundery line of the fold the course described by a series of points during progressive folding has been traced.

We observe that the central part of the fold has risen vertically, while the flanks have undergone a more complicated movement. Here all the points have also started on their vertical course but quite suddenly one after the other they change their course to an horizontal one. The turning point is sharp. Thus a fold can be divided in a central part moving in a vertical direction, and two flanks which move horizontally towards each other.

---

[1]) We take it as if only compression takes place in the inner arc and no tension in the outer arc. Otherwise the compression of the inner arc would be $= \alpha \frac{R - \frac{1}{2} t}{a}$ and the lengthening of the outer arc $= \alpha \frac{R + \frac{1}{2} t}{a}$.

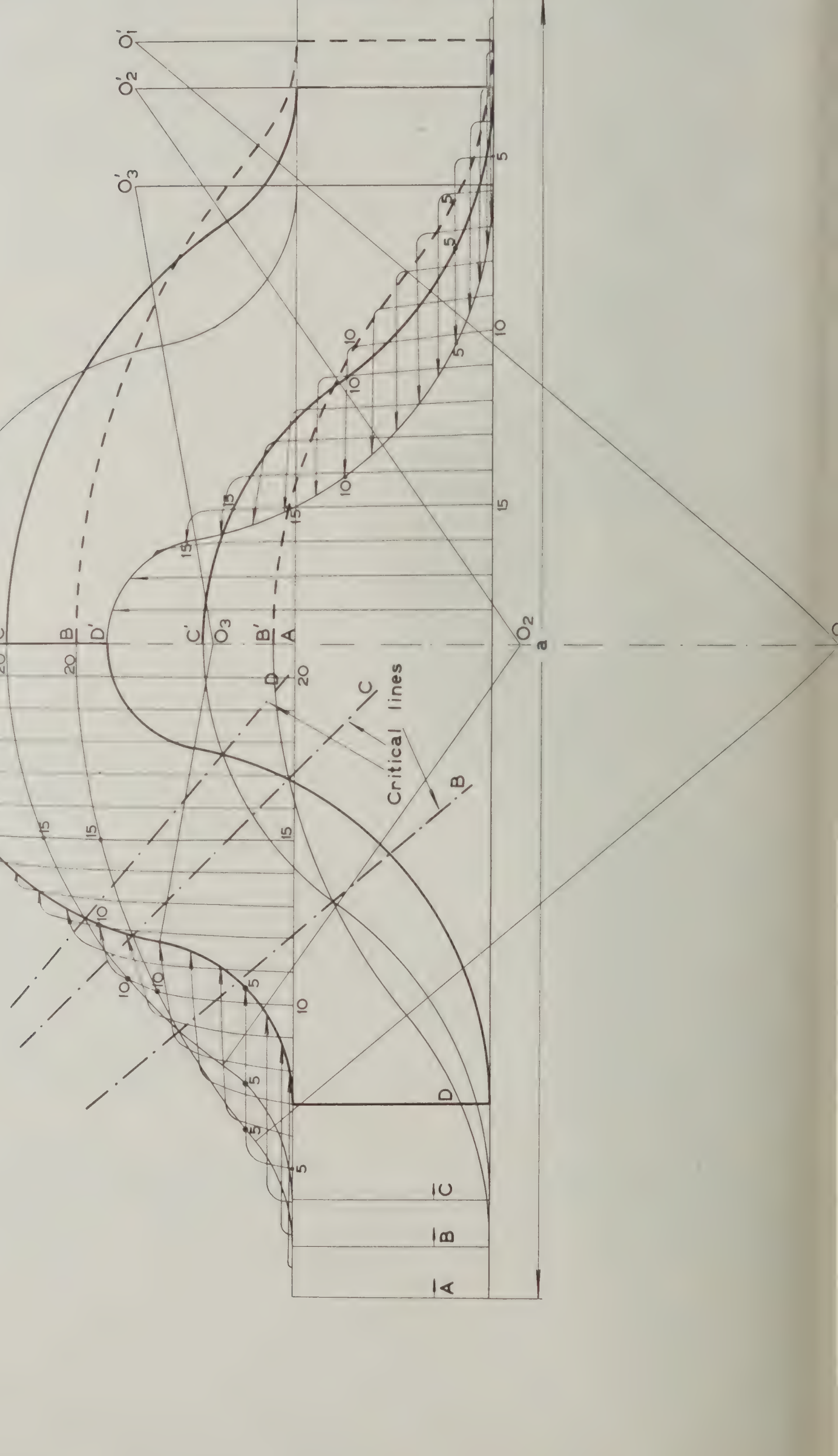


Fig: 4

In the central part only little deformation takes place, necessitated by a slight difference of velocity of two adjacent points, which increases, however, towards the flanks. In the horizontally moving part no further deformation seems to be necessary, the velocity being the same for all points which move in this direction. The maximum deformation takes place however where two adjacent points have perpendicular directions. Hence the history of a fold can be described as follows: first all points move vertically upwards, the velocity being greatest in the centre and decreasing towards the flanks. Then starts, from the flank, the curious perpendicular movement, starting far into the flank and moving towards the centre. The point where this change in direction occurs we will call the critical point. In the critical point the strain on the material is greatest, especially so in the steepest part of the fold. Accordingly here the first fracturing or incompetent folding will occur. When we connect by a line these critical points at increasing depths at one moment in the folding process, we get in our drawing a straight line, hading towards the core of the fold with a dip of some 45°.

Or when the formation can not stand the strain any longer and tends to break or fracture, a shearing plane along this line will be formed. If the formation is brittle or very much opposed to folding the development of this shearing plane will occur in an early stage of the folding process, or near to the flank, while a very competent sedimentary series will reach this incompetent stage later, and the shearing plane will be found near the centre of the fold. Thus the position of the shearing plane relative to the centre of the fold will be an indication of the character of the material.

After the break the flank will continue its horizontal movement and the centre its vertical movement, the shearing plane being the boundary between the two movements.

Thus far our theoretical considerations, based on the law of competent folding has lead us to a very satisfactory result, as shearing planes of the nature described above are a very common feature in nature.

§ 5. In § 3 we have surveyed some possible ways of deformation, and came to the conclusion that movements of points on a fold relative to one another may be oblique or perpendicular to be beddingplanes. In § 4 we have traced the course of those points in space, and concluded from these movements the differential movement at any point of the arc. These differential movements are the source of the deformation of the material.

The tangential force thus can be divided into two actions, viz. (1) the deformative force (2) the displacement. The deformative force can be measured by the change of shape of the unit cube as represented by Fig. 1. The displacement has to act against Gravity and friction along the basal shearing plane, and in a later stage of folding along other shearing planes within the fold. There can be little doubt that the former action of the stress will absorb considerably more energy than the latter action.

In a homogeneous mass the grains will move according to the deformative force, there course will be determined solely by the direction and intensity of this force.

We could represent this movement as taking place along minute shearing planes. Thus we would find in the centre of the fold vertical or almost vertical shearing planes, whereas inclined shearing planes, are formed at the critical points where the grains move in perpendicular directions.

The inclination of those latter planes is dependent of the relative velocities of the grains. When the flank of a fold has passed the vertical stage and the critical point, no more shearing planes are formed, the material moves more or less undisturbed in a horizontal direction.

According to this conception neither slip nor compression are applicable to folds. Also the simple representation of fig. 3 is erroneous. During the folding process the shearing planes change their position and inclination, according to the necessities of the shape of the fold. However there will be a tendency for shearing planes to maintain their original inclination, specially so those that occur at the critical points. Eventually these shearing planes can develop as major overthrust planes.

THE LIBRARY OF THE
DEC 3 - 1936
UNIVERSITY OF ILLINOIS

THE NEGATIVE ISOSTATIC ANOMALIES IN THE EAST INDIES (WITH EXPERIMENTS)

BY

PH. H. KUENEN

„The field of tectonics is no place for a prim individual who likes everything orderly and settled and has a horror of loose ends.''

LONGWELL

CONTENTS.

		Page
I.	Introduction	170
II.	Experiments	171
	First series	172
	Second series	178
	Third series	183
III.	Conclusions from the experiments	188
	First series	188
	Second series	191
	Experiments II E	193
	Third series	194
	The formation of the geosyncline	194
IV.	Isostatic phenomena related to the belt of negative anomalies in the East Indies	196
	A. Objections to a recent formation of the anomalies	196
	B. Regional and local isostatic equilibrium	198
	C. The nature of the negative anomalies in the East Indies	200
	D. Can the anomalies have been formed as long ago as the Upper-Tertiary?	202
	E. Interpretation of the recent geological history	203
	F. Some objections to the interpretation offered	210
V.	Summary	213
VI.	Bibliography	214

I. INTRODUCTION.

During his gravity expeditions at sea VENING MEINESZ discovered large anomalies in the force of gravity in the Netherlands East Indies. The results of his expeditions are described in two volumes (bibl. 17) together with articles by UMBGROVE on the relations to geology and by KUENEN on the relations to morphology.

VENING MEINESZ showed that the more important anomalies can be divided into two different groups. There are extensive fields of positive anomalies and a narrow, curved strip characterised by negative anomalies in the East Indies.

To explain the latter VENING MEINESZ assumes that the earth's crust has been subjected to horizontal compressive stress that caused the crust to buckle downwards. In this manner the lighter sial was forced down into the heavier sima, thus causing a deficiency of mass and consequently a negative isostatic anomaly. At the same time the upper layers of the crust were squeezed together and produced a tectonic structure.

UMBGROVE was able to show that the same belt that is remarkable for the negative anomalies, is also characterised by far more intensive tectonic disturbances than other parts of the archipelago. He thus added considerable support to the theory that crustal buckling is the cause of the deficient gravity. For a full account of the facts and the detailed argumentation the reader is referred to the original publication.

On entirely different grounds BUCHER comes to a similar conclusion concerning the deformations in an orogenetic belt (bibl. 1).

In the following article an attempt is described to reproduce artificially the conditions postulated by VENING MEINESZ in order to study the forms that result under lateral compression.

The correctness of the theory given by VENING MEINESZ can hardly be proved or either disproved by an experiment. There are so many factors unknown that may be of essential importance and so many others that cannot be reproduced in the laboratory that anything in the nature of proof is still far beyond the reach of the experimenter. But in the latter respect the geophysicist is in no better position.

Knowledge of the physics of the earth is still in the stage of tentative explanations of observed facts. Although such explanations will have to be discarded or altered as more facts become available, they have their value in lending meaning to the new data and in stimulating research.

As to the value of experiments the author is of opinion that when the experimental conditions are properly chosen they are of considerable

value for checking the theoretical deductions and guiding further research in many fields of geology and geophysics. Thus in the following I hope to be able to show from my experiments: the probability of the main deductions of VENING MEINESZ as to the downward movement of a buckling layer floating on a heavier substratum, further that if this layer is not highly plastic compaired to its own thickness quite unnatural forms are produced, that the downward bulge of the crust may assume various forms or be replaced by a different mechanism altogether, that an orogenetic belt need not be more plastic than its surroundings, that the geosyncline need not be straight, or its direction at right angles to the compressive stress, that the contents of the geosyncline must have less aggregate strength than a layer of the crust of the same thickness, and finally that the negative anomaly may at the present time be caused by phenomena that are mainly restricted to the crust itself without a conspicuous bulge at the lower surface.

Even if these experiments do not definitely prove anything, they undoubtly do help to clear the field of speculation.

The author discussed the penomena related to negative anomalies in the East Indies in the geophysical section of the Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën. He wishes to thank the members for their helpful criticism of his views. On the last pages of this article a few names will be mentioned of persons who made specially relevant remarks. The author is also indebted to Dr. P. TERPSTRA for valuable suggestions concerning the technique of the experiments, and to Professor VENING MEINESZ for helpful criticism and encouragement.

Shortly after the author had begun the experimental investigations, it appeared that Professor Dr. B. G. ESCHER (Leyden University) was also studying the buckling of the crust by experiments of the same nature. Professor ESCHER decided to suspend his investigations until the writer had published his results, in order to avoid double work.

It is with sincere gratitude that the author wishes to point out that he gained priority merely through this sacrifice by his former tutor.

II. EXPERIMENTS. [1]

The main assumption of VENING MEINESZ is that the earth's crust is formed by a comparatively rigid layer (with residual strength) of light materials floating on a denser substratum that is relatively plastic

[1]) The author will gladly supply prints or lantern slides of the photographs in this article at costing price.

and that this crust is subjected to horizontal compressive stress. The simplicity of this picture opens the possibility of imitation in the laboratory.

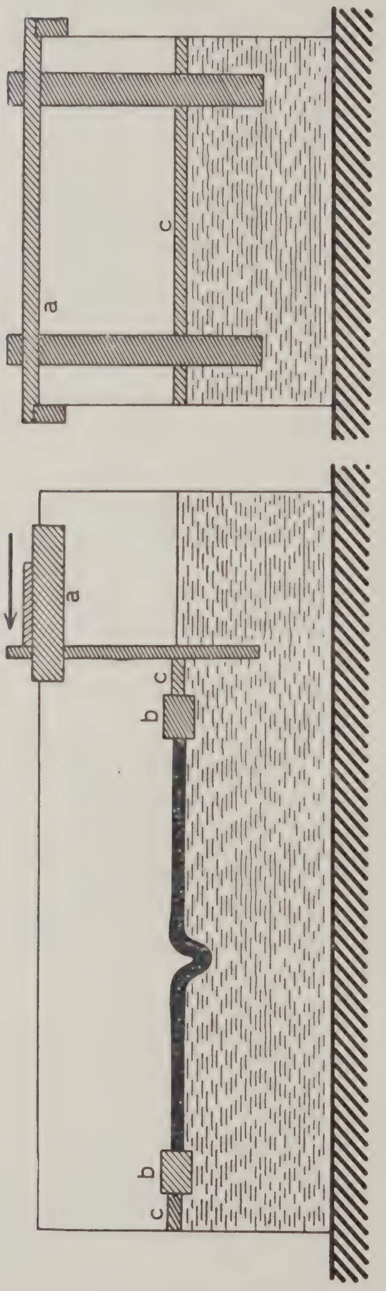


Fig. 1.
Side view and cross-section of apparatus.
a — pushing mechanism, b — floating beams, c — floating planks.

Three different types of experiments were made. In the first series a layer of paraffin, floating on warm water was used, a method already employed by SUMMERS for tectonic experiments (bibl. 16). In the second series the crust was made of a mixture of paraffin, vaseline and mineral oil. In the third series a crust of the same materials was made on a substratum of like substance but of slightly greater plasticity in a specially constructed pressure box.

First series.

The apparatus was extremely simple (fig. 1), consisting of a large aquarium (1 m long, 50 cm broad) half filled with water, that was heated to a temperature just below the melting point of the crustal materials. The paraffin layer was cooler on top than at the bottom, but this effect could be minimized, if needed, by covering up the aquarium for some hours before the experiment took place. In this case the difference in temperature is reduced to a few degrees. A few experiments were also carried out with a plastic mixture, floating on water of room temperature, sothat the model crust was of the same consistency throughout.

Pressure was applied in the following manner. A plank rested across the top of the aquarium with runners along the edges so that it could be pushed

forwards and backwards by hand, both ends always moving the same amount. Two beams were fixed on the side of the plank, running down vertically into the water. These beams exerted the pressure against a loose plank floating in the water in the aquarium. The plank in turn pushed up against a beam also floating in the water. Sometimes there were also a plank and beam at the opposite side.

A layer of melted paraffin was poured onto the water on the opposite side of the floating beam to that of the pushing apparatus.

In order to minimize the influence of the friction against the glass sides of the aquarium, the layer of paraffin had to be loosened after it had congealed. This could be effected by carefully pressing down the edges a few mm. (In the second series the crust was too soft to be treated in this manner and the loosening was obtained by slightly lowering the water level.)

Several dozens of experiments were made, that are classified and described below in convenient groups.

Experiments I A (fig. 2 and 3).

The crust was made of paraffin (melting point 43—45° C.), the temperature of the water was 39—42° C. The thickness of the crust was 3—12 mm. The average firmness is then comparable to butter at 20—25° C., but of different consistency; the material gives way quickly under a pressure of about 5 gr/cm².

When pressure is applied the crust sometimes begins to warp down beside the beam and is buckled into a synclinal fold, that is gradually closed. A second synclinal fold begins to form beside the first

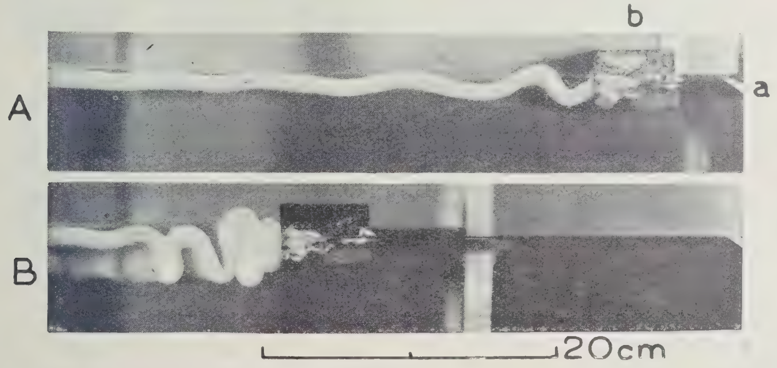


Fig. 2.

Experiments IA. Model crust of paraffin, compressed from the right.
a — fixed point showing original breadth of crust (= 45 cm), b — floating beam.
A syncline and anticline have formed beside b in stage A;
in stage B 4 synclines and anticlines have formed side by side.

and while it is closing a third one begins and so on. All folds are of the same amplitude and form one after the other until the whole layer is crumpled up into symmetrical folds. Once formed a fold does not develop any further, but remains as it was.

If the experiment is repeated with a thicker layer the same result is obtained with folds that are correspondingly larger. When paraffin with a higher melting point (54°—60° C) is used at the same temperature and therefore less plastic, there is no essential difference in the result.

The first warping of the crust beside the beam is caused by slight tilting of the latter. If this is avoided and the crust is sufficiently homogeneous, it will be thrown into a series of symmetrical anticlines and synclines over its whole breadth. One of these synclines will soon

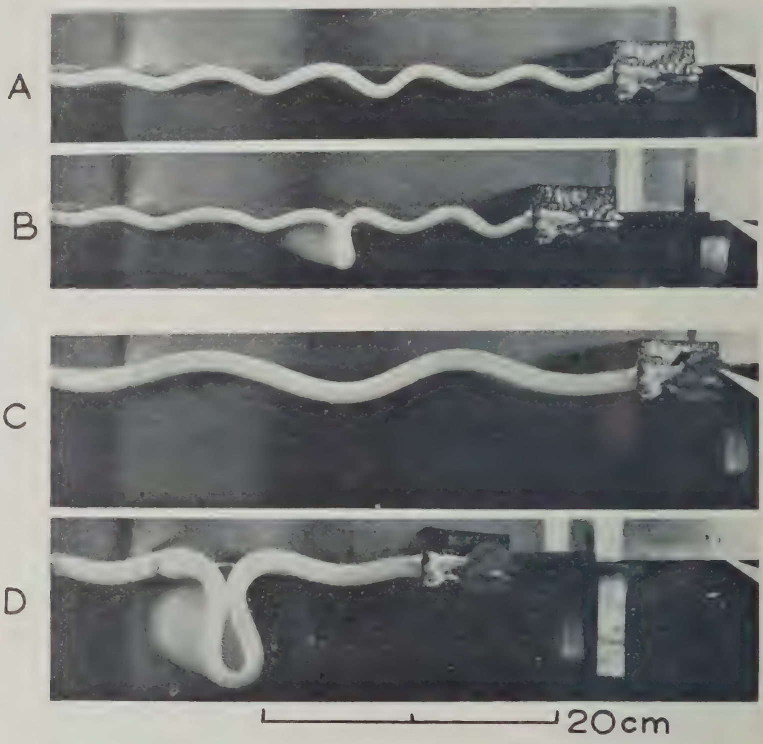


Fig. 3.

Experiments Ia. Stage A (crust 5½ mm): a number of waves. Stage B: the deepest syncline has buckled downwards, some of the others have flattened out slightly. Stage C (crust 12 mm): The buckling of a thicker layer. In stage D the syncline has filled with water, before the photograph was taken. In both cases, however, the water did not enter the syncline until the experiment was finished.

gain a slight advantage. At that moment it constitutes the weakest part of the crust, for the greater the curvature of a part of the floating layer, the less it can resist compressive stress. It will then suddenly buckle downwards, while the other folds flatten out considerably. The deformation of the crust was partly plastic and partly elastic. The elastic strain of the other folds is released when the syncline buckles

downwards and only their plastic deformation remains (see fig. 3, A, B).

This process is sometimes, *but not always*, led up to by water running into one of the synclines from the side. This presses down that particular syncline and helps to start its exceptional development.

Repetition of this experiment shows, that it may also be one of the anticlines that first shows a greater amplitude than the other anti- and synclines. In this case, however, the development does not continue until a closed anticline is formed, as was the case with a syncline if it once gained an advantage [1]). On the contrary one of the two neighbouring synclines soon catches up and then forms a closed syncline. The final result in both cases is therefore a number of symmetrical waves and one deep, closed syncline like those of fig. 3 B and D. When a soft, plastic mixture is used (such as that of the second series) on water that is of the same temperature as the room, the results do not differ from those just described. Care must be taken to use a mixture that is not too brittle, as the crust will otherwise snap through before the deformation is fully developed.

Experiments I B (fig. 4).

It might be supposed that localisation of the folds on the side where pressure is applied, as in fig. 2, is caused by friction against the glass.

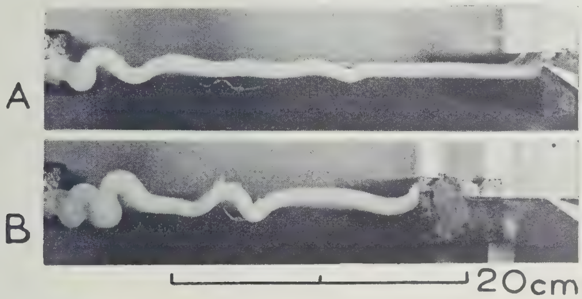


Fig. 4.

Experiment IB. Model crust first compressed from the left until crumpling began, stage A. Compression continued from the right, the crumpling goes on at the left side, stage B.

To test this the experiment was repeated, but after the first folds began to form the pressure was then applied from the opposite side. It is of importance to note that in this manner the result is similar to that of the first experiment. The folds continue to form on the side where the plication first started, although the pressure is now exerted from the opposite side of the layer.

Experiment I C (fig. 5).

Across the paraffin layer is placed a narrow strip of either clay, a rounded stick, sand, paraffin or water, half way between the pressure

[1]) Compare with experiments ID.

side and the resistance end. This results in a slight bending down of the crust comparable to a geosyncline.

On application of pressure the syncline begins to bend down until it is closed by the two sides coming together. But while in the first

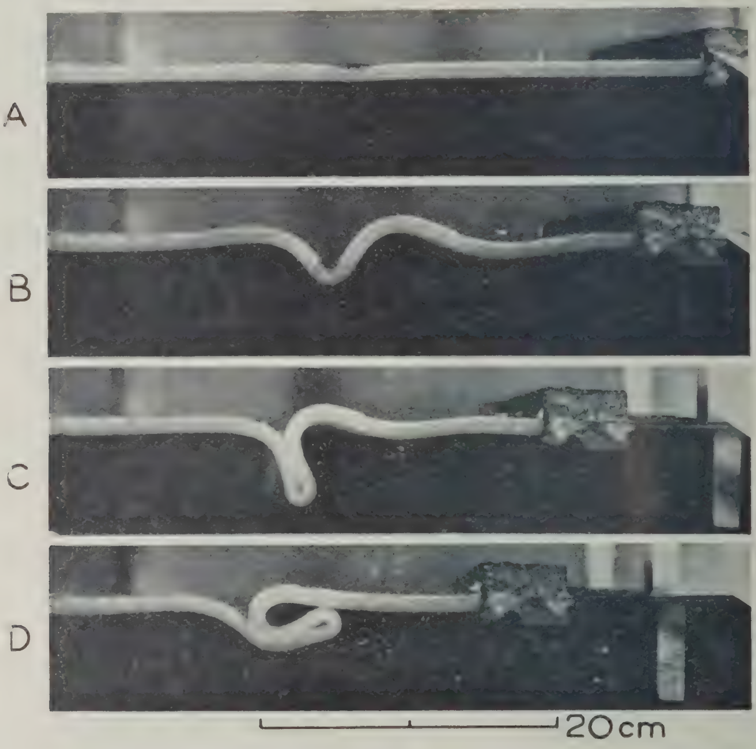


Fig. 5.

Experiment Ic. The model crust in stage A is weighted with a strip of dark paraffin. A geosyncline forms in stage B. In stage C it is closed. In stage D it has grown and floated up, proving the formation of a negative anomaly by the compressive stress. Note the depth of the topographic depression, that it several times the thickness of the crust.

experiments the syncline if it first formed beside the beam, then ceased to function, its life is prolonged after closing when it is made to start in the middle of the layer. It continues to press down deeper and deeper into the water developing with rolling hinges, that is to say the horizontal portions of the crust at opposite sides of the syncline approach and then bend down into the limbs of the syncline. When operated with sufficient speed there is practically no limit to the size to which the single syncline will develop without anticlines or new synclines forming on either side. But as the paraffin is being forced down against its floating power, it will bend to one side and rise up to a horizontal position below the crust if given sufficient time. This does not take

place, however, until the syncline is several times as deep as the thickness of the crust.

Experiments I D (fig. 6).

Under the crust is placed a small rounded stick of wood, across its whole breadth. The rod lifts the crust into a slight bulge. In our experiment the crust was 9 mm thick, the bulge was one mm high and 4 to 5 cm broad. When pressure is applied an anticline begins to form, but ere long a syncline is developed at both sides of the anticline. These depressions soon grow to the size of or larger than the bulge. The latter therefore starts to sink below the level of the crust and ceases

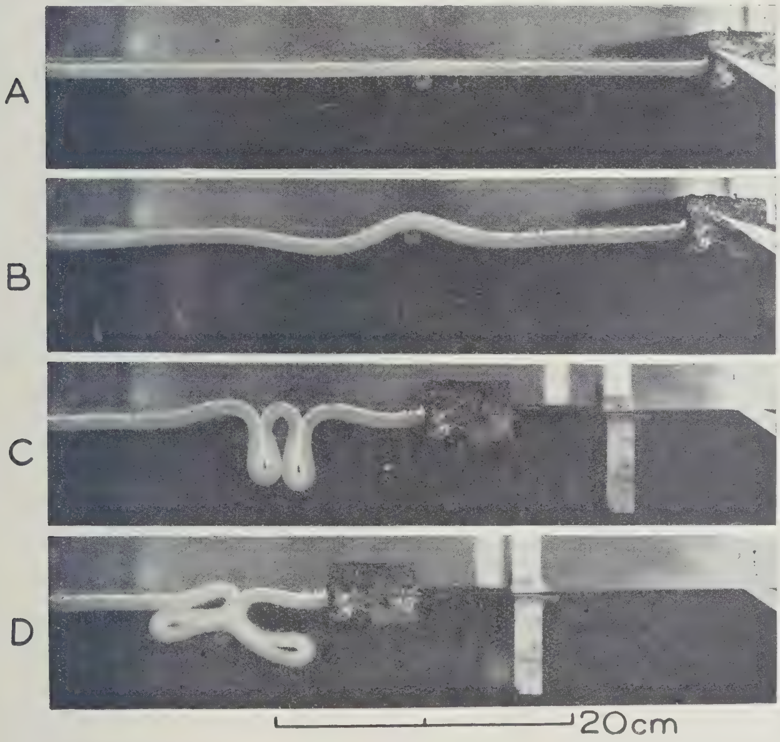


Fig. 6.

Experiments ID. A rounded stick is placed below the crust. Compression causes the crust to rise above the stick, stage B. In stage C the synclines at both sides have developed. In stage D the initial bulge has been forced down below the level of the crust.

to grow. The synclines on the other hand continue development, although they are each fed from one side only. The sinking of the bulge causes the synclines to heal over towards it, pressing it down all the more until it sinks right down and the complex syncline closes over the top of it. In this manner the curious result is obtained that the lifting of the

crust causes this part to disappear downwards if horizontal compression is prolonged sufficiently.

Second series.

For these experiments the same apparatus was used, but the crust was considerably more plastic. A mixture of paraffin, vaseline and mineral oil was used, coloured by red paint in solution or white paint in suspension. The temperatures ranged from just below the melting point to several degrees lower. Mixtures of these substances have the property of remaining highly plastic far below the melting point. The melting point (± 40° C) is hardly below that of the pure paraffin, but we can easily make a mixture that is more plastic than butter, both taken at room temperature. In the mixture I used, vaseline and oil predominated, sothat at the temperatures used (35—38° C) the crust was highly plastic. (Oil — vaseline — paraffin = 4:4:1; and other similar mixtures, but as the consistency appears to change after repeated melting no exact ratios can be given). It is difficult to give an exact measure of the plasticity, partly because there is a difference between the upper and lower surface. When scooped into a tin it trickled through a hole with a diameter of 3 mm under a pressure of 10—20 g/cm^2. Under 5—10 g/cm^2 it dripped out in oblong, spindle-shaped drops. With a pressure of 3—4 g/cm^2 it still dripped out, but very slowly. It was unable to sustain a slope of 10° in a dish without flowing out immediately. This consistence is comparable to that of soft jam. The pressure at which plastic deformation sets in is of the order of ¼—1 gr/cm^2. Within the range of time of the experiments it did not behave like a liquid, however, as an appreciable force was needed before flow started. For instance blodges would float about in the aquarium for days, without spreading out into a thin layer. As long at any rate as the experiment is not prolonged for weeks or months the materials behave as a highly plastic solid (= with a small residual strength), but not as a viscous liquid.

The use of a mixture is of importance, for the range in temperature in the model crust is sufficient to render pure paraffin too firm at the surface to obtain a truly high plasticity of the crust throughout. A crust of paraffin melts at the lower surface, before the upper surface is very soft.

Natural rocks have at least one important property that is not found in the mixture, namely that they will rupture under tensional stress. As, however, at least 9 tenths of the earth's crust is under such great pressure, that it will not rupture, but flow under tensional stress, the difference in behaviour in this respect need not be considered of material importance in our problem. The author intends, however, to perform some experiments with clay floating on a heavy liquid to see whether the use of other materials introduces any new points of view.

As stated above, the congealed layer had to be loosened from the panes of the aquarium by dropping the level of the water. As the friction against the glass was still noticeable, most of these experiments were carried out by pushing from both ends alternately.

Experiments II A (fig. 7 and 8).

On a layer of 1 or 2 cm of our mixture a thin and narrow strip of the same composition or slightly more plastic is carried straight across the aquarium. Pressure being applied the same phenomena are obtained as in the first series, but with several important modifications. As long as we do not push too quickly the topographic depression at

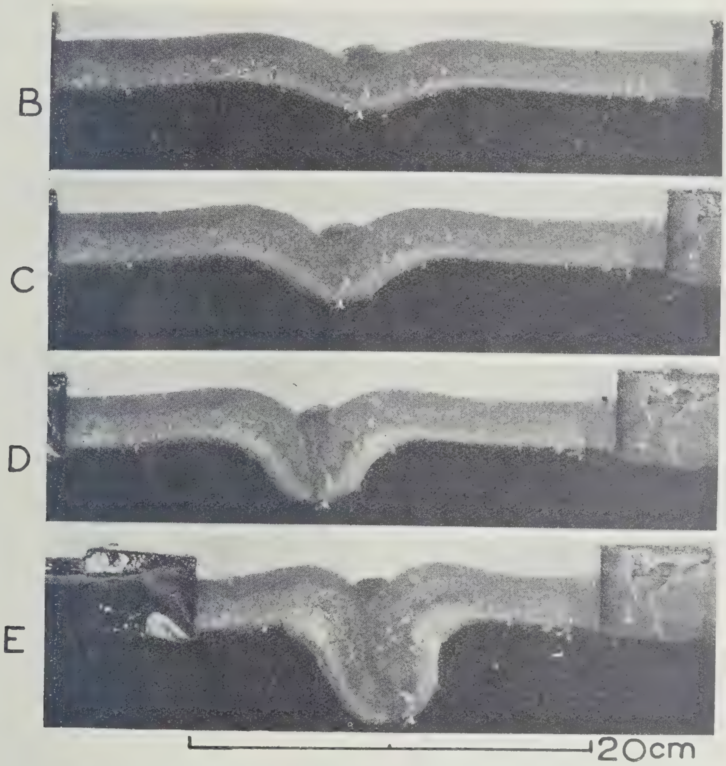


Fig. 7.

Experiments IIA. Successive stages in the growth of a synclinal fold in a highly plastic crust, that was slightly bent into a geosyncline by a strip of soft materials. Stage B after slight compression. Compare the relatively small depth of the topographic depression with that forming when the crust has more strength (fig. 5).

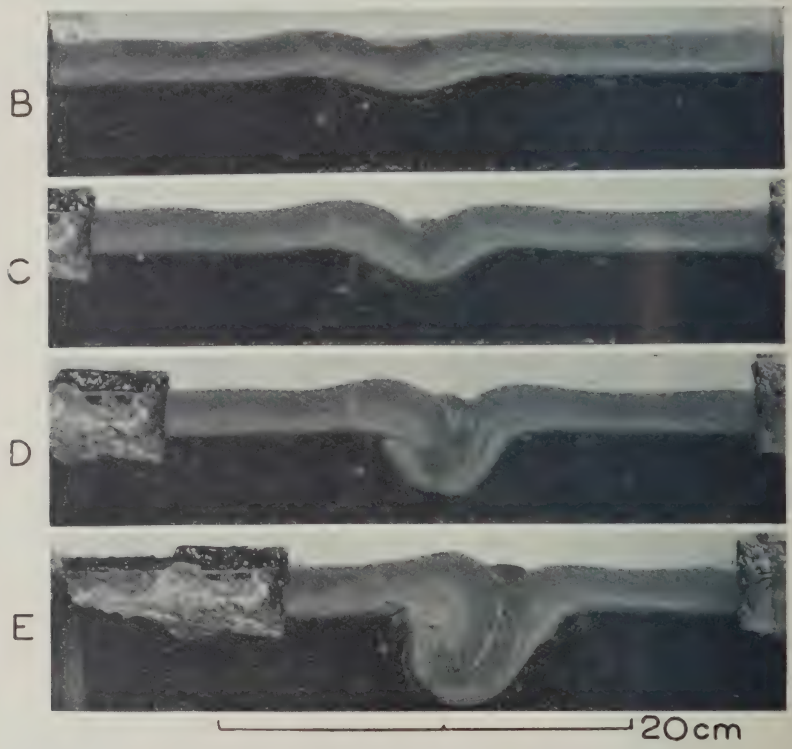
the surface remains quite small throughout. So small in fact that no water flows into it even if the layer does not touch the sides of the aquarium; in other words the geosyncline remains almost as shallow as the amount the surface of the crust floats above the waterlevel.

Another difference is that the lower and hotter and therefore most plastic part of the crust shows a tendency to flow up along the limbs of the syncline. The higher the temperature, the more pronounced is this tendency.

The next difference is that there appears to be a limit to the growth of the syncline. The crust at last becomes so thick and floats so high, that development ceases and a new syncline forms beside it. This tendency is most marked if pressure is renewed after a few minutes of rest.

Taken as a whole the deformation of the crust comes closer to a mere plastic thickening, than is the case with a more rigid layer. Nevertheless there remains a decided downward warping; a definite synclinal development.

It is a surprising experience, after watching the crust warp and bend down and continue to move in a growing syncline with rolling



Fie. 8.

Experiments IIA. Conditions as in fig. 7. Stage B after slight compression. In stage D a thrust has formed in the root, but stage E shows that it has not developed further.

hinges, to find, on attempting to lift the layer out of the aquarium, that it is so plastic as to run out between the fingers in a trickle.

As long as we use a single layer of the same plasticity throughout (but slightly harder at the surface in consequence of the lower temperature) all the materials that are forced into the syncline move downwards. After some crumpling and narrowing of the strip that was

placed above the developing syncline, it is usually seen to disappear down into the core of the syncline. There is no tendency for the formation of a bulge or anticline above the syncline by the superficial parts.

This experiment has more chance of succeeding if we apply pressure soon after dripping on the hot materials to form the geosyncline. The crust is then more plastic in consequence of the slight heating. This helps to start the warping in the right place. If one waits until the geosyncline has cooled, it not infrequently happens, that the crust deforms beside the beam first and continues to warp or thicken here. Unnatural complications arise and the experiment has to be done all over again. If the strip is built of a more plastic mixture the deformation generally starts below it, even when this part of the crust is no hotter than the rest.

The deformation does not always take the shape of a synclinal fold. Sometimes the crust breaks soon after or even before the warping has begun and the moving half is forced over or under the stationary part. An underthrust or overthrust of the whole crust is formed (see fig. 8 and 12). The hotter and more plastic the model crust is, the more apt it is to show this phenomenon.

Experiments II B (fig. 9).

When pressure is applied from one end only and without loosening the crust from the sides of the aquarium, the crustal fold soon takes on a bent course, concave towards the side from which we push.

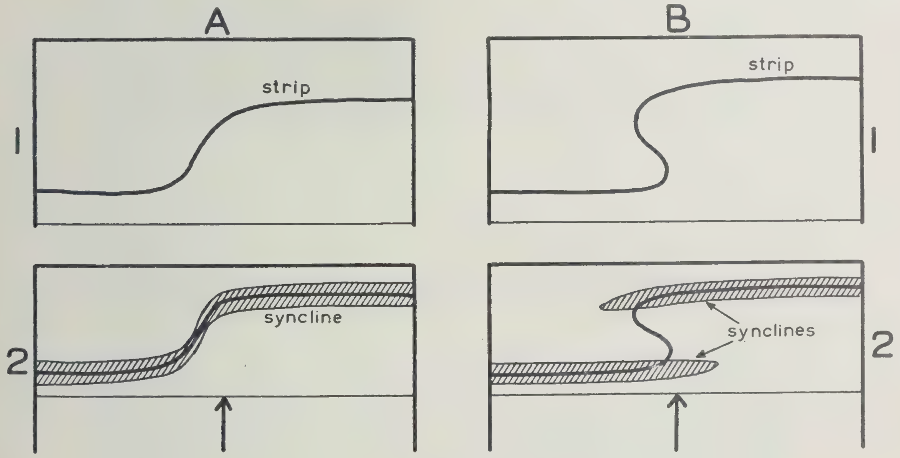


Fig. 9.

Experiments IIB. Ground-plan of the formation in two stages (1 and 2) of a crustal fold. In A the geosyncline (= strip) is bent; the size of the syncline (and root) is proportionate to the angle between the syncline and the direction of the stress. In B the geosyncline (= strip) doubles back; two synclines and roots are formed en-échelon.

A less complicated case is produced when we run the strip of overburden in a curve across the crust, after the latter has been loosened.

A synclinal fold is formed in both cases resembling that of the experiment II A, but the smaller the angle between the strike of a portion of the syncline and the direction of the pressure, the smaller the size of that portion of the syncline is. If the loop of the belt is soo marked as to run back again partly, two synclines are formed en-échelon (fig. 9, B).

Now and again, however, if we repeat this experiment the central part of the belt overruns the foreland, without the production of a synclinal bend. The moving half of the crust is pushed bodily over the fore-lying part of the unmoved half of the crust.

Viewed from above the difference with the normal case is not directly apparent, but closer observation reveals a difference. In the former experiments we always saw the superficial materials moving relatively from both sides towards the seam above the syncline. Now we observe that the relative movement is restricted to the underthrusting part. The plasticity of the materials prohibits the production of a wedge-shaped topographic syncline.

Experiment II C.

When two strips are placed at a distance from eachother that is many times the thickness of the crust, one will develop sooner and more fully than the other.

Experiment II D (fig. 10).

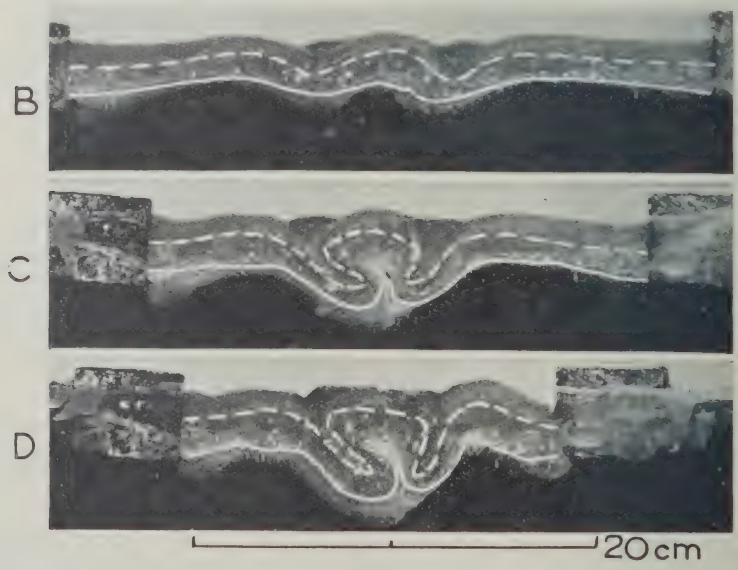


Fig. 10.

Experiments IID. Two geosynclines are placed close together (3 times the thickness of the crust from centre to centre). Stage B after slight compression. (White line drawn in to show lower edge of the crust on the section against the side of the aquarium, the broken white line drawn in to show the deformations). In stage C the two roots have met and movement in the central part begins to die out. To stage D the movement consists principally of underthrusting from the two sides below the „dead'' central belt.

When two strips are brought onto the crust a short distance apart a new and interesting phenomenon may be observed. At an early stage the two synclines begin to interact. The belt of the crust between them is too narrow to yield material for the two adjoining limbs of the synclines. Movement dies out in this part and henceforth a single tectogene develops by movement at the opposite sides only. The crust is pushed under the central „dead'' belt from two sides to meet at the bottom. A picture is obtained that resembles the two-sided orogene of Kober in many respects.

It appears highly probable, that with this mechanism there will frequently occur complications in the lower regions of the tectogene.

Experiments II E (fig. 11—15).

In these experiments attempts were made to produce a series of folds or overthrusts in the upper part of the crust, while the lower main part was forced into a synclinal fold. Up to now all the materials, even the strips of overburden, had moved down into the syncline, either directly or afterwards, before any clear imitation of a mountain range had formed. Many of the results already described were obtained during experiments that were originally intended for this group.

When a more rigid layer is used as overburden and it is brought onto a lubricating film of oil, it does not bend down into the syncline at once, but overthrusts onto one of the two sides of the syncline. Shortly after, however, it is carried down into the welt or a new syncline originates elsewhere. As a stronger and more brittle consistency for the contents of a geosyncline, as compared to the remainder of the crust, appears very unnatural, the experiments along these lines were not carried on further.

Satisfactory results were obtained when a geosyncline and upper crust were made, of greater plasticity than the crust. The lower crust buckled down and formed a closed syncline, leaving no room for the softer surface layers. Consequently these folded and were thrust into a slight, rimpled bulge, the actual tectogene. As it is almost impossible to form very thin stratified layers right up to the glass of the aquarium and as friction causes distortions, the author was not able to produce a closer resemblance to natural conditions than shown in the photographs. Better results are obtained, however, by cutting the crust some distance from the edge (fig. 15). The reader can easily imagine an alpine section in the darker geosynclinal part of the sections and thus mentally complete the picture.

Third series.

These experiments and the complicated apparatus will not be fully described as they were not made with a view to illustrate the theory of Vening Meinesz. It is sufficient to mention that a crust that was only slightly more rigid than the substratum reacted to horizontal compression in the same manner as in the experiments of series I, if it was given a slight initial dent across the surface.

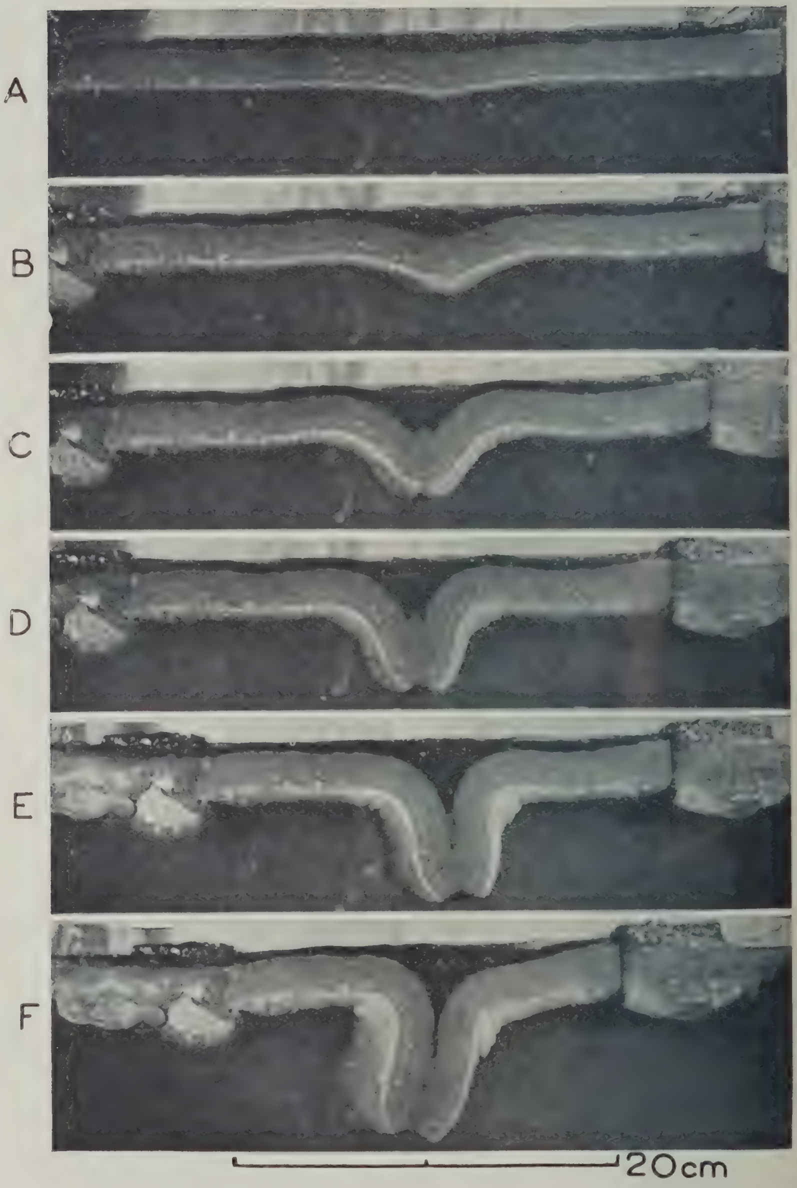


Fig. 11.

Experiments IIE. Successive stages in the compression of a crust that buckles down below the slight initial geosyncline of stage A. The very soft, dark, upper layer is squeezed out of the centre of the root. The slight irregularity at the tip of the root only occurred up against the glass of the aquarium.

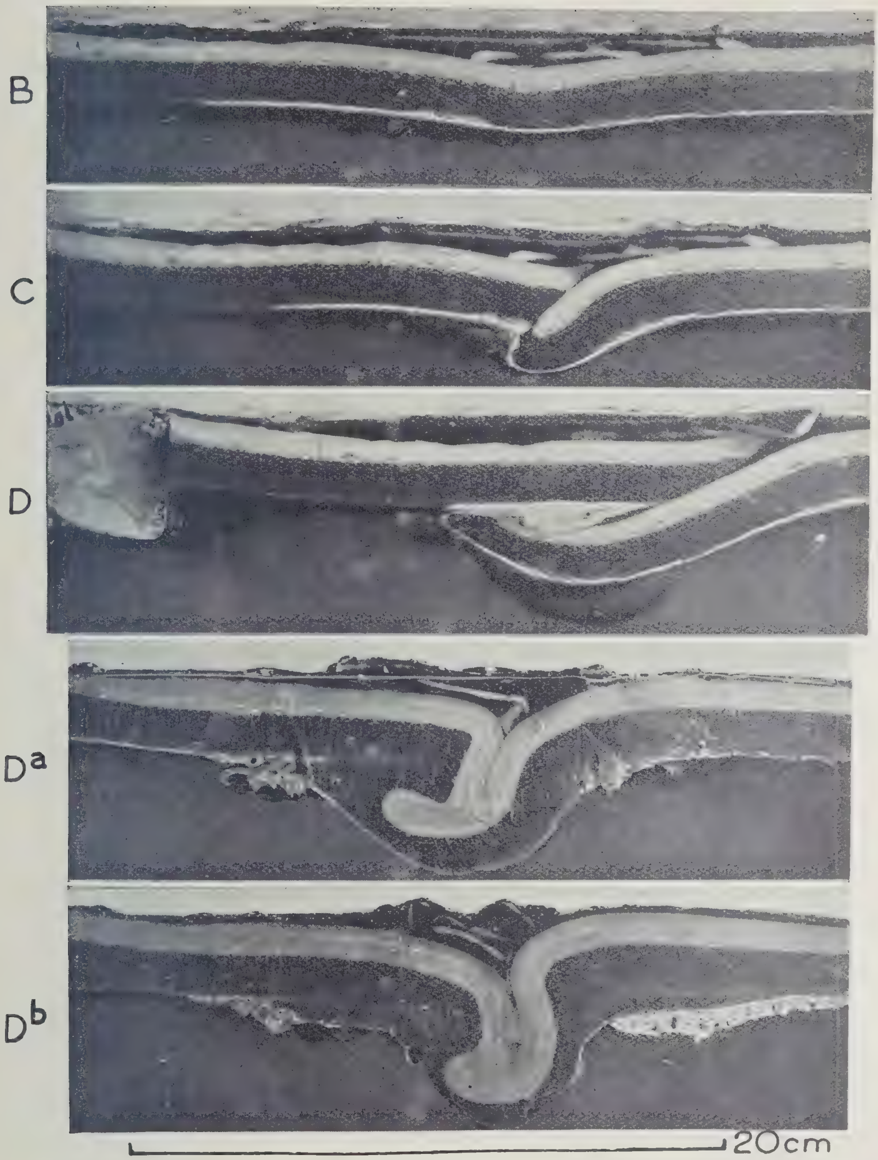


Fig. 12.

Experiments IIE. Stages B, C and D. Successive stages in the compression of a crust consisting of two layers of the same composition, covered by much softer layers. In the geosyncline two light layers were introduced that have greater strength than the intervening (black) strata of the covering. Against the glass the crust has broken and thrust. In stage D it may be seen that a slight distance from the glass a deeper root has formed. In D a and D b two sections are shown, taken at 5 and 35 cm from the glass. Note: a, the gradual change from thrust to an asymmetrical and almost symmetrical fold; b, the disappearance of the contents of the geosyncline out of the root; c, the spreading of the root along the lower surface of the crust, because the lower layer was almost molten; d, the surface of the water in which the crust floats in D a, visible as a thin white line.

N.B. The light part of the crust was squirted onto the lower in thin layers; froth had formed below the latter when it was poured onto the water.

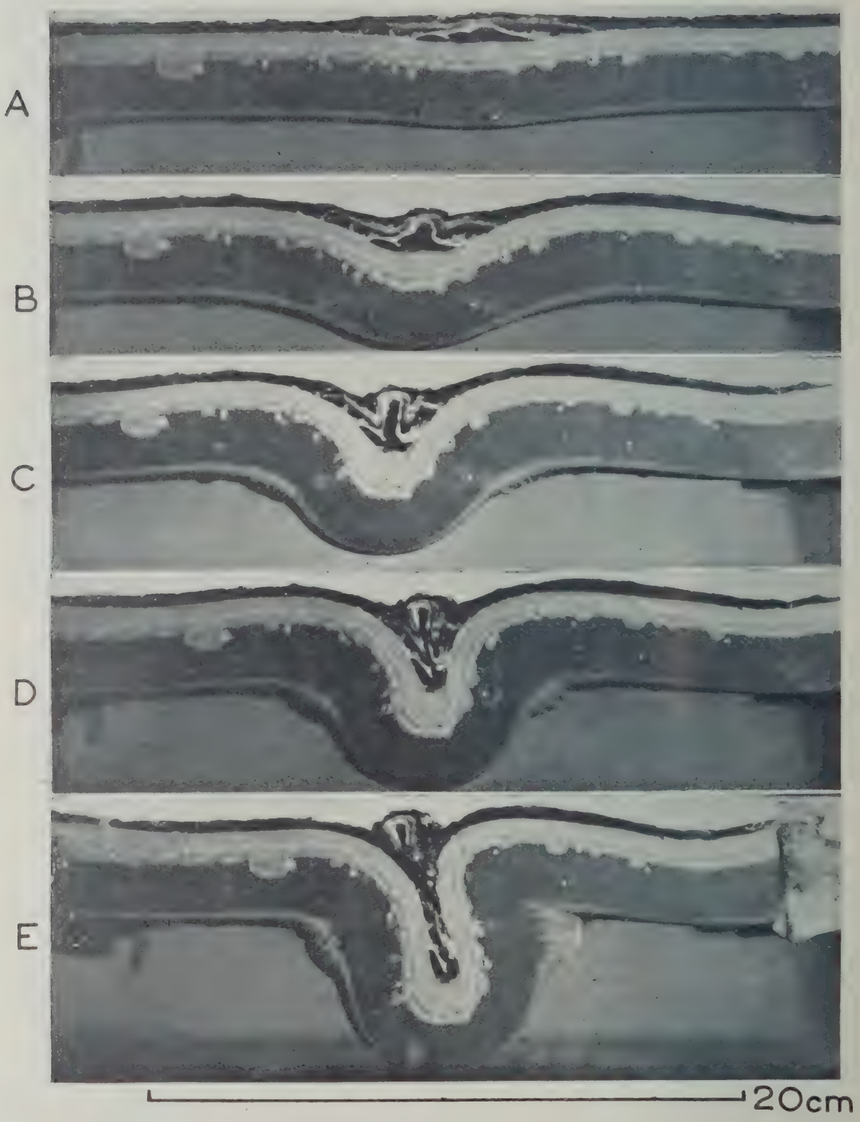


Fig. 13.

Experiments IIE. Successive stages in the compression of a crust. Conditions as in fig. 12, but contents of the geosyncline only slightly less strong than the crust. Note: a, the rolling hinges of the synclinal fold; b, the remains of the upper strata in the core of the root; c, very slight spreading of the root, as the lower limit of the crust was not quite so hot as in fig. 12; d, that folding in the geosyncline starts early (stage B) and is gradual. This also applies to the formation of the root. The same is seen in fig. 14.

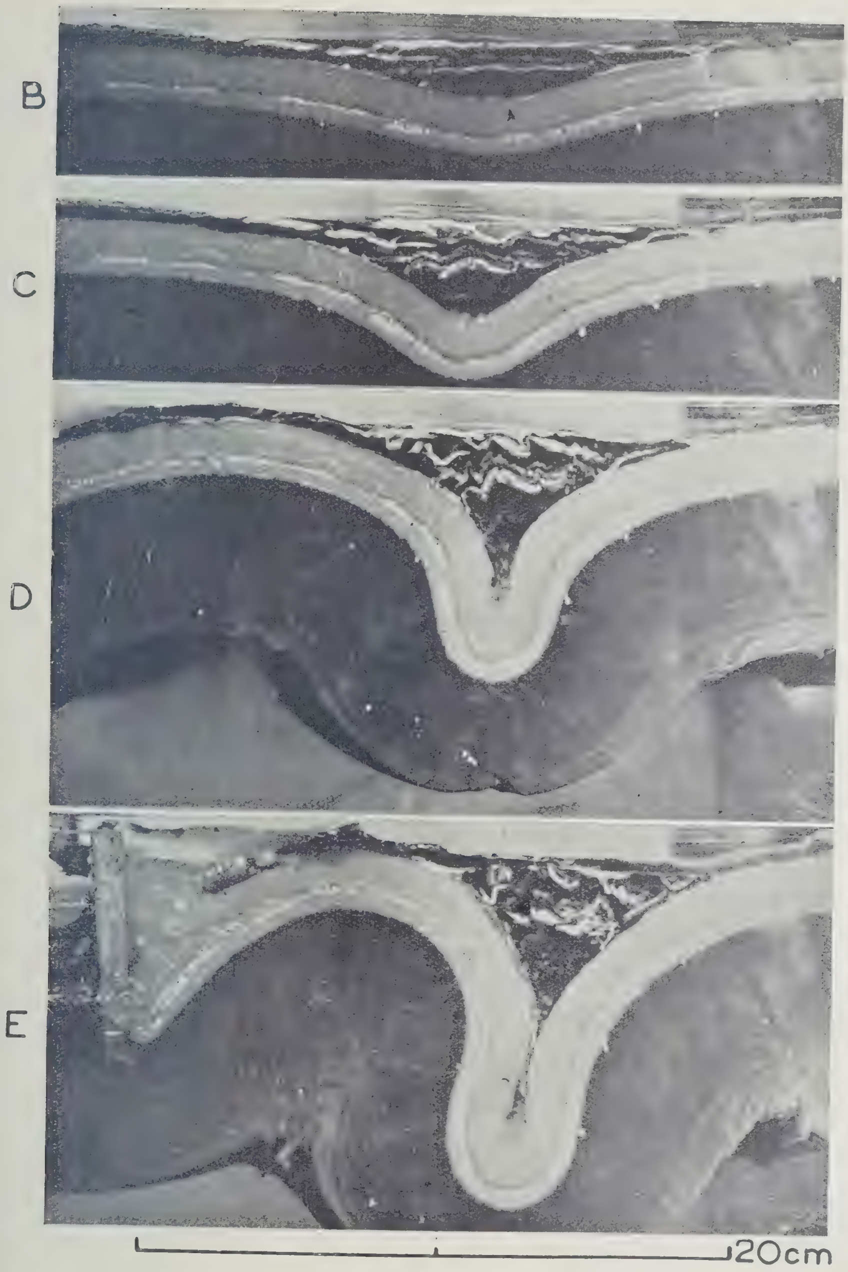


Fig. 14.

Experiments IIE. Successive stages in the compression of a crust. Conditions similar to those of fig. 12, but with 4 harder white layers in the geosyncline, sprayed onto the crust. Irregularities against the beam (stage E, on the left), and slight distortion against the glass (see fig. 15). From both sides the superficial strata are continually forced under the edges of the geosyncline, especially in the later stages.

E^a

E^b

Fig. 15.

Sections through the crust of fig. 14 (stage E) showing the folding of the harder, white layers in the geosyncline. The root is slightly asymmetrical in consequence of the slipping of the lower part of the crust below the beam on the left of fig. 14, stage E.

III. CONCLUSIONS FROM THE EXPERIMENTS.

First series.

These experiments are not of much *direct* value to illustrate the theory of Vening Meinesz, as the model crust was far too strong in comparison to its thickness. The dimensions are on a scale of about 1:5.000.000. The average strength of the materials of the earth's crust might be assumed to be such that they yield under a pressure of at most 2000 kg/cm². This amount would correspond to about ½ g/cm², on the scale of our experiments. Our crust is therefore about 10 times too strong at least and this amount is increased when we take into account that the specific gravity of natural rocks is 3 times that of paraffin. The degree of plastic reaction is therefore far too small.

The consequence of too great a strength of the model crust is that

the fold develops in an unnatural manner, that is in some respects different to what happens to the earth's crust under compressional stress. We saw, that the syncline is deeper during a certain stage of its development, than the thickness of the crust. Translated to the earth, this would mean that the topographic depression at the surface would be of the order of 50—100 km at the very least. The anomaly of the gravity would be of the order of 5000 milligals.

Without the results of the second series of experiments, in which the strength is of the correct order of magnitude, it would even be open to doubt whether the first series was of any value at all. As, however, the two series give similar results in many respects, we may draw from the first series also a few tentative conclusions that appear more clearly than when the highly plastic crust is studied.

The stress in the crust is transmitted to the weakest spot, where warping sets in. A very slight bending up or down of the crust is sufficient to convert it into the weakest spot. This is either effected by the beam, an overburden or chance when several waves form.

It might appear to be more „natural'' to leave the first bending to the influence of the beam. But this is not the case. The beam, although floating, is not comparable to anything in nature and if a piston were used the artificial character would be even more pronounced. In practically all theories dealing with tectonics of the crust either a mass-force is assumed (tidal force, „Polflucht'', shrinkage of the substratum, etc.) or un undertow of subcrustal materials. In other words our method of applying a force by pushing against the model crust is in all likelyhood incorrect. As soon as the movements are concentrated in a narrow belt, however, this difference is eliminated. It is therefore pure self-deceit to believe it is more natural to allow the initial warping to begin where it likes. The crust of the earth is not homogeneous and sedimentation, denudation, intrusion etc. cause deformations. The orogenetic phase follows on the formation of a geosyncline: the crust in nature, just as in the experiments, is warped down and covered by a thick coating of sediments before it is buckled by the compressive stress.

Vening Meinesz pointed out that the crust is elastically compressed by the stress and becomes denser. This must aid the tendency for the initial deformation to be directed downwards. This phenomenon is not reproduced in the experiments. Our materials would have to show a cubic compressibility 5.000.000 times that of rocks, instead of being of the same order of magnitude.

It is therefore closer to the natural conditions to cause an artificial downward bulge in our model crust before compression [1]), than to allow the deformation to initiate over the whole length or beside a hard beam or piston. In the latter case the inability of the pushing mechanism to partake in the deformation of the crust, causes the first fold to cease development at an early stage. When the deformation is forced to begin in a narrow strip away from the ends of the crust, one single

---

[1]) This does not apply to the first formation of waves of the type of fig. 3; that is the initiation of a geosyncline.

fold is formed in a downward direction. Even when the crust is originally bulged upwards by a float, it will ultimately show a downward tendency into a complicated synclinal shape.

The consequence of pressing against a floating and plastic crust with a slight geosyncline is therefore the formation of a negative anomaly. That part of the compressional stress is converted into a negative anomaly, follows also from the floating upwards of the syncline during or after cessation of the application of stress. It is not possible to form a positive anomaly of anything like the intensity of the negative anomaly that may be produced. Even a slight initial positive anomaly as in experiment I D will not be produced in nature, for the crust is first depressed in a geosyncline before the intensive tectonic movements begin. Whether the geosyncline is caused by compressional stress, as suggested by VENING MEINESZ, or by some other cause (injection, stretching, stoping, metamorfism etc.) need not concern us here as it will be discussed presently.

These experiments may also aid in finding an explanation for the phenomenon, that the crust buckles downwards and not upwards. VENING MEINESZ pointed out (bibl. 17, p. 52), that during the initial formation of waves in the crust, there is no apparent reason why a downward bend should gain an advantage sooner than an outward bend. He mentions in all 6 secondary possibilities that may help to give a synclinal wave a greater amplitude than an anticlinal one.

Five of these are ruled out in the experiments, to wit: 1) curvature of the earth, 2) water in the syncline, 3) sediments in the same, 4) higher temperatures in the same, 5) compression of the materials. These may therefore have an influence in nature, but they cannot form the main cause of the downward tendency. To these five we can also add the possible influence of the greater plasticity of the lower and hotter part of the crust, because with unheated water there is still no outward bulge formed.

The author is of opinion, that the reason must therefore be sought in the last phenomenon mentioned by VENING MEINESZ. The latter points out that when the deformation begins to take on the shape of a bulge, a thickening outwards must be obtained against the full force of gravity, whereas a downward bulge is only opposed by the difference in weight between the substratum and the crust.

In the experiments of fig. 3 we find, that at first a number of symmetrical waves are formed in accordance with the theory developed by VENING MEINESZ. As soon, however, as one of the waves attains a greater curvature, a new process sets in. This wave forms the spot with least strength and begins to move down or up, according to its synclinal or anticlinal nature. (When there is only one wave the same development takes place). There is the same degree of probability for the two cases to occur. From this stage onwards the crust reacts as a flat plain with a single zone of deformation crossing it. This deformation is no longer a simple wave, but consists of two slight bulges at the sides of a lager bend in the opposite direction. This bend tends to close and develops with rolling hinges. The crust to both sides is pressed through the slight bulges,

either up into the anticline or down into the syncline, as the case may be. In the former case the entire weight of the bulge opposes the movement; in the latter case only the difference in weight of the bulge and the displaced amount of the substratum (see fig. 16, C and D). This latter difference is much smaller, both in nature and in the experiments. This must be the reason why an initial upward bulge never attains an advanced stage of development (see especially experiment I D), whereas a downward bulge may grow to a great size.

The more pronounced the plastic component of the deformation is, the sooner and more forcibly these differences between upward and downward waves are developed. As only a downward bend develops fully and finally forms an orogene, the impression is given in nature, that no upward bulges are formed atall. This is not the case, for upward bulges are prooved by the denudation products in the geosyncline.

Second series.

In these experiments the strength of the model crust is probably of the correct order of magnitude. Although we do not know what the average strength of the earth's crust is, there are valid reasons for assigning to it an appreciable rigidity (Daly, bibl. 4; Bucher, bibl. 1). Thus Jeffreys writes concerning the crust: „To sum up, the observed distribution of height and of gravity requires strengths in the neighbourhood of those of the strongest surface rocks down to depths of about 50 km.'' (bibl. 10, p. 95).

Königsberger and Morath when experimenting on tectonics many years ago, pointed to the importance of using materials of the correct strength (bibl. 12). But it is no simple matter to determine the value the various constants should have when the model is to react as the earth's crust. Young's elasticity modulus, the shearing strength, the linear dimensions and the specific gravity are all changed, but they should not be altered in the same ratio. The values are not known for the deeper layers of the crust and the influence of the plastic yielding introduces new unknown factors. This being the case we cannot hope to calculate the correct values for our model. Perhaps the method followed by the author gives the best approximation, namely to seek such a consistency that the largest topographic relief that can be sustained, has the same ratio to the thickness of the crust as in nature. In other words the vertical distance between the lowest and highest parts of the surface during the compression should remain considerably smaller than the thickness of the crust [1]).

This series teaches us: that a sheet of material, that is too weak by far to sustain its own weight, even for a moment, will buckle down deeply into a more plastic substratum of higher specific gravity under

---

[1]) As the author did not succeed in photographing an experiment with an ultra-plastic crust, the illustrations represent cases in which the topographic depression is rather large. In some of the experiments that were not photographed the depression was only about half that of fig. 7.

the action of horizontal compressional stress; that the movement begins at the spot where a very slight deformation of the crust is induced beforehand; that movement is concentrated here for a long time and that the remainder of the crust therefore transmits the stress over a long distance and therefore also that it is not necessary to assume a plastic belt in the earth's crust to explain the localization of the deformation; [Orogenetic belts are generally considered to represent strips of the crust that are more mobile than the surroundings (see for instance the sections drawn by KOBER). This may be the case, but a mere initial bending is sufficient to render that portion less resistant to horizontal compressional stress than the surroundings [1)], that part of the stress is converted into a negative anomaly along a narrow belt; that this belt may form any angle with the direction of the stress and need not be straight; that with a homogeneous crust all parts, even the surface layers, are carried downwards; that the materials move towards the zone of deformation from both sides (relatively) whereby the surface particles from both sides meet along a line that lies only slightly below the general level of the surface of the crust, to be carried down vertically afterwards.

Besides the results already enumerated this series of experiments also points to some other possibilities of crustal deformation the first of which VENING MEINESZ had also foreseen in his theory.

In the first place the crust need not always buckle down, but one part may overrun the opposite side of the belt of deformation. In the experiments this was apt to occur with a strongly curved belt, the part on the concave side overrunning that on the convex side.

The nature of the materials was also found to have an influence. The softer the crust the more apt it was to overthrust.

This puzzled the author, because from everyday experience warping would be expected to take place more easily when softer and more plastic materials were used. Prof. VENING MEINESZ pointed out to him that on the contrary, the experimental results are in close agreement with the theoretical deductions. When a crust is subjected to horizontal compressive stress it will not buckle (warp) until the stress exceeds a definite limit (buckling limit), dependant on a number of factors. If the shearing strength is reached before the warping stress is attained the crust cannot buckle but must break through and thrust. If the same crust is studied at increasing temperatures, the shearing strength will be found to decrease from a larger value but more swiftly than the buckling limit. Above a certain temperature it will have become the smaller of the two and the crust will then refuse to buckle.

When the thickness and the specific gravity of the crust are invariable the stress at which buckling sets in is proportional to $\sqrt{E}$ ($E =$ YOUNG's modulus of elasticity).

As long as the decrease of the shearing stress by the same rise

---

1) This result confirms BUCHER's deductions (bibl. 1, p. 202), but it lends a slightly different aspect to the matter.

of temperature is relatively more than the decrease of the square root of E, the range between the buckling limit and shearing stress will decrease and finally change from positive to negative. It is around the temperature were this change takes place, that the experiments show a reasonable topographic relief. Therefore this is probably the range of temperature at which the experiments give the best representation of actual circumstances. Theoretically the crust must also be close to this point.

The author is of opinion that the thrusting mechanism will take place seldom or never in nature. Nevertheless it is of importance to add this process to our working hypothesis of crustal deformations as a possibility. The topographic depression at the surface need be no larger in this case, than with the normal shape. The negative anomaly would show as a strip, that becomes broader, the further the overthrusting has proceeded, but that will not become intenser as in the normal case.

In the second place two geosynclines close together (experiments II D) merge into a single belt of deformation, which is broader than in the normal case but may ultimately develop intensive negative anomalies along the central line. We are reminded of the two-sided orogene of KOBER, but there are important differences. KOBER assumes a belt of higher plasticity than the adjoining portions of the crust. When these two have met, the mobility must cease. In our picture there is practically no limit set to the amount of compression, for the crust may be of uniform plasticity. This need not be the case, but as stated above the assumption of a plastic belt is not necessary to obtain a localised tectonic phenomenon. Then the *bending* down into the substratum of large parts of the crust is also a feature not shown in KOBER's tectonograms.

Experiments II E.

If the upper layers are of the same strength as the remainder of the crust the buckling in consequence of compressive stress must always result in their diving down in the centre of the syncline. The syncline is formed by the strength that prevents mere thickening and induces warping. If the surface layers are strong they form part of the cause for the buckling; in other words they bend down to form the inner lining of the syncline.

If the upper layers are weaker, however, the lower parts will act independently, forcing their way down in a closed syncline. No room is left for the upper part to remain in the core of the syncline. It will either crumple and thrust independently of the lower part, or it will soon be squeezed up out of the syncline. It does not appear unlikely that the latter process is responsible for the curious mode of formation of the Penninic nappes of the Alps, combined with the process demonstrated by the experiments II D.

In the opinion of the author the experiments II E show the nature of the general deformations that take place when a geosyncline is com-

pressed. The different reaction of crust and sediments is not caused so much by greater strength of the individual component parts of the former as by absence of stratification in thin layers. The thinly stratified sediments have less aggregate strength than a homogeneous, solid column of the same thickness would show.

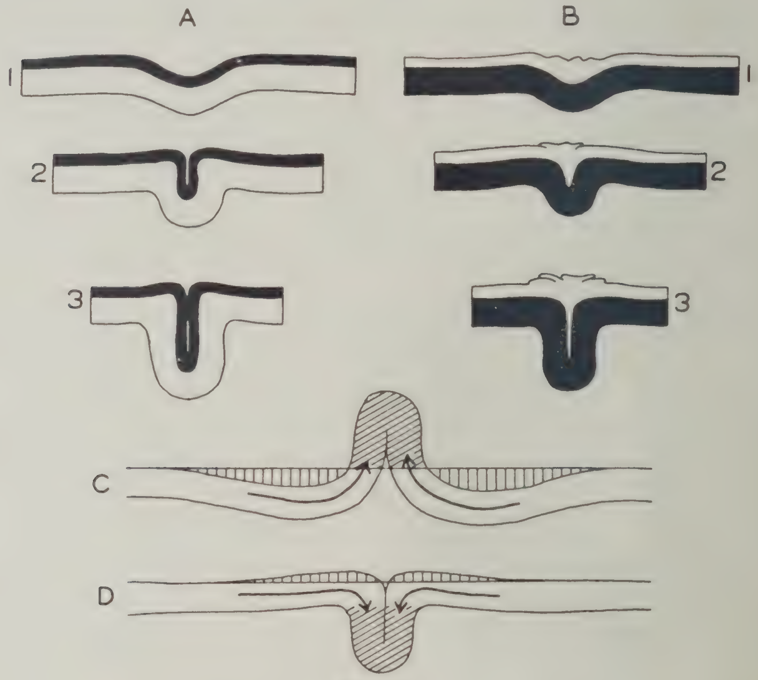


Fig. 16.

Successive stages in the compression of a floating crust. A with a hard upper layer, B with a soft upper layer. C and D: the formation of an upward and downward bulge.

The first stages of these experiments illustrate the conditions in weakly folded geosynclines. (For instance the idiogeosynclines of the East Indies that show a slight negative anomaly, see UMBGROVE, bibl. 17, II, p. 155—160).

Third series.

From these experiments it follows, that there need not be a very large difference between the strength of the crust and that of the substratum for the crustal fold to develop.

The formation of the geosycline.

VENING MEINESZ assumed that the geosyncline is produced by horizontal compressive stress, that causes the earth's crust to warp into waves. The stress also compresses the materials which therefore sink down isostatically. It was pointed out above that this cannot be imitated

experimentally. Moreover, as stated, the method of applying our stress was also not quite natural. In the experiments with a more plastic crust we had to follow a different method to produce the initial deformation, by weighting and or warming the model crust. For this reason the experiments shed no direct light on the problem of geosynclines, except perhaps those of fig. 3.

Besides the mechanism suggested by VENING MEINESZ there are many other possibilities. Injections of basic magma, thinning of the crust under tensional stress (BUCHER), local stoping of the lower surface of the crust, downward convection current in the substratum, metamorphism. The interesting point to be learnt from the experiments is, that it does not appear to matter by what mechanism the geosyncline is initiated, because the heaping up of a pile of shallow water sediments to considerable thickness proves that the supporting crust has been warped downwards below a geosyncline. If compression then sets in, the substratum of the geosyncline will buckle downwards whatever the cause of the initial warping and whatever the direction of the stress is, and without the necessity of assuming it to be more plastic than the surroundings [1]). The shape and position of the geosyncline appears to be predestined by the structure of the crust or of the substratum, even if the chief or sole cause of its formation is compression. Sufficient compression at a later stage will cause the crust to buckle downwards and the contents of the geosyncline that have less aggregate strength for the same thickness, to be squeezed up and over its edges whether geosyncline and stress are at right angles or not and whether the former is curved or straight.

There does not appear to be a sudden change of the type of movement during the production of the crustal fold. There is no break between the stages in which the surface of the model crust bends down and in which the superficial particles begin to move down vertically. It might be supposed, that the earth's crust is first warped slightly by compressional stress, and then gives way suddenly by buckling down. This would explain the fact, that the long continued subsidence, recorded in the geosynclinal stage of development, is followed by a sudden folding and thrusting of the sediments during the short-lived orogenetic stage. When watching the plastic movements in the experiment the gradual nature of the process becomes evident [2]). If this conclusion is correct, we are bound to assume that tectonic stesses do not operate continuously in the same unvarying degree, but that the short duration of the orogenetic act is the consequence of a sudden increase in the stress, or a sudden decrease of the resistance other than that set up by the deforming belt. This conclusion is supported by the fact, that the alpine geosyncline was compressed in a number of phases with long periods of stability in between. As only one of these could correspond to a sudden buckling of the lower crust it is more logical to suppose that they are all due to intermittant increase, a pulsation, of the stress. The notion of a sudden giving way of the crust by buckling is based on

[1]) See footnote on p. 192. [2]) Compare with note d, fig. 13.

experience with comparatively rigid materials. When the substance is highly plastic compared to its size, and when its deformation is opposed by gravity (isostasy) and by strength or internal friction of its substratum, then the conception of sudden buckling as opposed to warping or bending looses much of its importance.

IV. ISOSTATIC PHENOMENA RELATED TO THE BELT OF NEGATIVE ANOMALIES IN THE EAST INDIES.

A. Objections to a recent formation of the anomalies.

It was pointed out above, that the theory of crustal buckling received important confirmation from the geological evidence brought together by UMBGROVE for the East Indies and by BUCHER in a more general sense. The negative anomalies were found to coincide with the regions where the most intensive tectonic movements have taken place. On the other hand VENING MEINESZ and UMBGROVE were confronted by a tantalizing problem when it was realized that the tectonic structures had been developed during the Upper Miocene [Tertiary f (2?)]. It is generally admitted, that the earth's crust reacts swiftly to loading or unloading by vertical movements by which isostasy is again attained. We are therefore forced to assume, either that the negative anomalies were not produced together with and by the tectonic paroxysm, or that for some reason isostasy has failed to be reestablished for several millions of years in the East Indies. VENING MEINESZ and UMBGROVE have adopted the former point of view. They imagine that the miocene diastrophism produced both an anomaly and tectonic structures. The former has disappeared by elevation and the melting and spreading of the root of the mountains. The anomaly that is now found has been formed by renewal of the stress. The thrusting and folding of the rocks ,that must be taking place, are buried below the surface and cannot be seen. All that can be perceived are the vertical displacements of the superficial layers above the orogenetic belt.

This hypothesis harmonizes with the views of MOLENGRAAFF and BROUWER who earlier assumed, that thrusting and compression are going on in the depth, while vertical movements and vertical and transversal faulting take place at the surface in the same regions where tertiary orogenesis has been demonstrated.

It must be admitted, however, that this solution of the problem is not satisfactory for the following reasons:

1. The larger features of the orographic forms in the Moluccan region were examined by the writer after the Snellius expedition had added considerably to our knowledge of the submarine topography. He found support for STILLE's view, that the deformations of the earth's crust in latter times show the character of slight undulations. This follows principally from the symmetrical profile of the deeps that occur

in the neighbourhood of the belt with negative anomalies. A number of arguments are also presented in his report (bibl. 13) that oppose BROUWER's hypothesis, where the latter concludes intensive horizontal movements in recent times from the shape of the island arcs and deep-sea throughs.

As diastrophism has set in again and again in many parts of the East Indies, there can be no objection to assuming movements at the present time on the mere fact that we do not see the results at the surface. VENING MEINESZ and UMBGROVE have shown, however, that the regions where compression was moderate, are not characterised by a strong negative anomaly. No root was formed unless the diastrophism was intensive.

All that has so far been definitely ascertained concerning deformations of recent times in the belt of negative anomalies, is the occurrence of vertical movements and tilting of strata. This is meagre evidence on which to found a theory that intensive orogenetic stress and tectonic activity are in full swing.

2. According to the theory of VENING MEINESZ a root must have been formed below the tertiary orogenetic zone, that disappeared quickly to reestablish isostasy. Two processes can be imagined by which this was chiefly accomplished. Either the crust rose up bodily, or the root spread out sideways below the crust. In the first case the surface should have risen many kilometers, especially as erosion would immediately begin to carry away the rising materials. There is geological evidence, however, that this did not take place. Although the orogenetic period was followed by rise and denudation, this process soon stopped; too soon to allow of much denudation. This is born out by the fact that only superficial rocks, but not the substratum of the geosyncline were laid bare. The other method by which the negative anomaly could have disappeared, the lateral spreading of the root, is a process of which we know nothing. It could either be supposed, that this takes place in a short time, or that it lasts during geological periods. In our case we are lead to assume that it was quickly accomplished, to account for the cessation of the rising of the surface soon after the upward movement began. But, as I will show presently, the disappearance of the root is not sufficient to annihilate the anomaly. Even if the entire bulge below the crust were carried bodily away, a considerable negative anomaly would remain within the crust. We fail to find a process by which the tertiary anomaly could have disappeared in a short time, as the only possibilities are opposed, by geological evidence or an inference concerning the distribution of mass in the crust.

3. During the successive stages of mountain building one generally observes a gradual wandering of the zone in which the principal movement of each stage takes place. We should therefore expect to find the root, that is forming at present in the Molucca's, to lie beside the tertiary orogenetic belt; but as far as can be ascertained the coïncidence between the negative anomalies and the tertiary orogenesis is perfect.

It would therefore be more satisfactory if the two could be assumed to have originated together.

4. The narrowness of the belt of negative anomalies forces one to assume that the anomalous conditions are restricted to shallow depths, that do not exceed some 50 km. Vening Meinesz therefore has to assume that the earth's crust is only about 25 km thick and that the root plunges down into the mobile substratum to a depth of about 50 km. Most geophysicists, however, assume that the strong crust is about twice as thick. If a crust of this thickness and of uniform consistency were buckled down, the root would reach to some 75 or 100 km at least and its breadth would be at least 100 km at the top. Under these conditions the belt of anomalies would be almost twice as broad as is actually found to be the case.

5. If the compressive stress had been renewed recently to form the new root, the strips of the crust parallel to the root would thereby be raised a certain amount from their position prior to the onset of the orogenetic phase (B and F, fig. 22 and fig. 19, A). On both sides of the belt with negative anomalies are found deep-sea throughs. There are reasons for supposing that they are of recent origin (see p. 203) and therefore represent movements in the opposite direction to what would be expected on the basis of a renewed diastrophism.

The objections raised against the hypothesis of two major orogenetic phases in the East Indies naturally lead to the supposition that there was only one, tertiary period of diastrophism, and that the negative anomaly dates back to the same time. But this would imply the possibility of the strongest negative anomalies known, to have resisted the general urge towards isostasy during a period of several (5 to 10) millions of years! One cannot accept so bold a conclusion as a possibility without further considerations in its favour. In the following an attempt will be made to show that actually there is much to be said for it.

B. Regional and local isostatic equilibrium.

Before starting on our actual problem some general remarks must be made on the regain of isostasy after the balance has been disturbed by some process. Generally it has not been sufficiently emphasized that there are two independant means by which this can be attained, that must be clearly distinguished. It is agreed that the earth's crust constitutes a layer with a certain degree of strength, that rests on a substratum with almost vanishing strength, but with considerable internal friction. When a load is brought onto or into this crust, the downward pressure will immediately cause an elastic compression of the whole column below it. Besides, the substratum will begin to yield by flowing to almost any amount of extra pressure that comes to bear upon it. The crust, however, has a certain amount of strength and as long as the load is not excessive it will only be bent elastically.

After a laps of time to allow the substratum to flow, the load is

carried entirely by the hydrostatic pressure of the substratum, but the strength of the crust causes local divergencies from hydrostatic equilibrium. The downwarped area is larger than the load. The consequence will be a positive anomaly of gravity over the area of the load, a negative anomaly around it that is greatest at the edge of the load and a slight positive anomaly still further out.

The larger the area on which rests a load of a fixed number of kilogrammes per square centimeter (uniform density and thickness), the closer the centre will come to hydrostatic equilibrium. In other words the smaller will be the divergence from isostasy. Thus if an ice

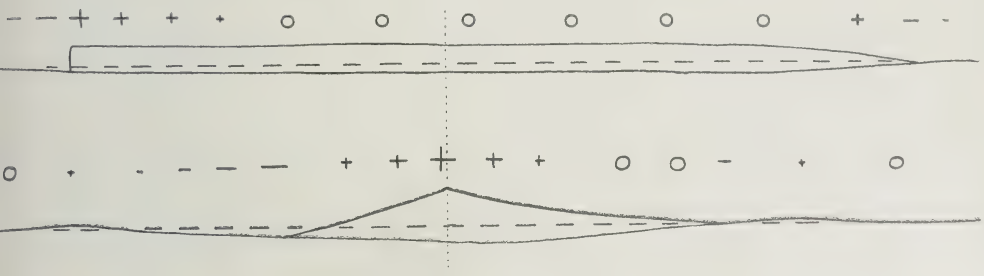


Fig. 17.

A, Anomalies over a covering of land ice. B, Around a volcano.

sheet of 1000 km diameter and of uniform thickness existed long enough it would be in almost perfect isostatic equilibrium over most of its area (fig. 17, A, left). As an ice sheet thins towards its margins isostasy will reign almost perfectly throughout (fig. 17, A, right).

A volcano on the other hand is of smaller extent and the strength of the crust will have a more marked influence. Apart from a possible influence of light materials in the volcanic chamber, a large positive anomaly will mark the site of a volcano after equilibrium has been established, with a negative area round about, provided the latter is not masked by the gradually thinning out foot of the cone. In fig. 17, B these conditions are represented graphically.

The same effects, but in the opposite sense, will result from a negative load.

If the load is retracted the crust will unbend, because it was only elastically deformed, and after a while the gravity field will return to the original condition.

These types of isostatic equilibrium may be termed regional. The other type of reaction to loading of the crust will set in if the elastic strength of the crust is exceeded. In this case the crust will be deformed beyond the limits of its elastic reaction either by plastic deformation (flow) or by breaking (punching). In both cases when equilibrium has been attained the anomalies will be smaller compared to the load, than when the crust is only elastically deformed and the area over which anomalies are found will not have increased. If the crust actually

breaks through it is even conceivable that isostasy is attained entirely. These types of compensation might be termed local.

If this larger load is retracted there will be an urge towards regain of isostatic equilibrium. If the crust had been deformed plastically there will remain a permanent anomaly. The amount of this anomaly will correspond to the degree of the plastic deformation, except if the anomaly in turn exceeds the elastic strength of the crust. In the latter case the crust will be again plastically deformed under the influence of the anomaly until the latter has decreased to the amount that is just balanced by the strength of the crust.

If the conditions during the original loading were such that the crust broke through, the removal of the load may result in a complete return to isostasy. If the crack had been sealed (by magma or recrystallization, etc.) the consequence of unloading would be similar to that described for plastic deformation.

The factor of time cannot be left entirely out of account. It is well known that the strength of the materials of the earth depends to a large degree on the length of the time during which the stress acts. To a certain extent at least, it may be assumed that the longer the stress is continued the smaller becomes the strength. This property may also play an important part in the reactions to gravity anomalies. It is conceivable that an anomaly that is not large enough to cause more than an elastic reaction of the crust during a short geological period, may bring about a very slow plastic deformation in the course of a much longer stretch of time.

C. The nature of the negative anomalies in the East Indies. (Based partly on the expositions of Vening Meinesz).

By failing to appreciate the importance of the distinction between the various kinds of reaction to anomalies of gravity, confusion has been caused. Thus the comparative speed with which the crust has reacted to the loading and unloading by ice sheets, has been tacidly assumed to prove, that all anomalies will be compensated with the same alacrity and to a like degree of perfection. Manifestly this is not necessarily the case. The deformation of the earth's crust by a load of ice is either entirely of the regional type, with bending that is only elastic, or it may be partly of the punching type as Daly suggests. The anomaly set up by buckling of the crust cannot be destroyed without plastic deformation. The experience gained by the analysis of the ice-loading is therefore of no direct value for conclusions concerning the influence of a newly formed mountain root. In the latter case the lag between the production of the anomaly and its disappearance might be prolonged or even permanent.

In order to render the difference of these two phenomena more obvious fig. 18 has been drawn. The diagram A shows the deformation of the crust below the last Scandinavian ice sheet, but exaggerated 20 times as the actual amount is far too small to be seen on the scale

of the drawing. C represents on the same scale the deformation that would have to take place to annihilate the anomalies in the East Indian

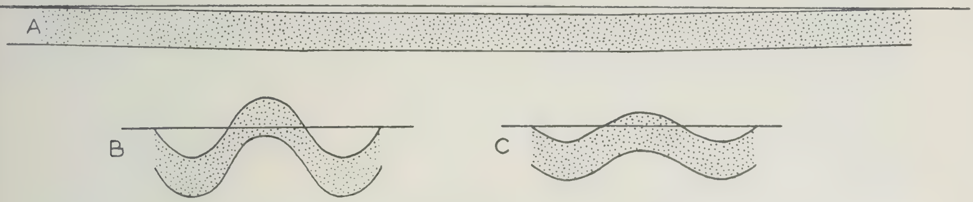


Fig. 18.

Distortions of the crust, with the vertical scale exaggerated 20 times. A, by land ice; B, to form the topographic section through the Outer Banda arc; C, to compensate the present anomalies in the latter region.

arc, and B the deformation that has already occurred, assuming the islands and deep-sea throughs to be of recent formation. It is obvious that the latter two phenomena are not directly comparable to the first.

Evidently it is necessary to gain insight into the nature of the anomaly in the East Indies before we are in a position to discuss its age.

The theory of Vening Meinesz as illustrated by the experiments holds that the crust has been warped and buckled downwards by elastico-plastic deformation. Part of the heavy sub-crustal sima has been pushed away by lighter sial. The negative anomaly thus brought into being, can be destroyed either by disappearance of the root, or by rising of the crust. The latter might be of the regional type only and this must be assumed to have taken place because the crust and substratum react swiftly in this manner. This reaction, however, could only destroy a fraction of the anomaly. We have seen above that the geological history leaves no room for the supposition that there was also a marked plastic recoil of the crust, sufficient to destroy a newly formed mountain root. Evidently the root is still there, or it disappeared by some other process than rising up.

An important point must be made here. Even if we were to suppose that the root had been cut clean off the crust and carried bodily away, or that there is no difference in density between the substratum and the lower part of the crust, there would still remain a negative anomaly. This follows from the inhomogeneous nature of the crust as it is imagined by practically all geophysicists. The crust namely is generally supposed to consist of materials with a higher specific gravity the further down we go. For a few recent opinions see Daly (bibl. 5), Cloos (bibl. 3), Eskola (bibl. 7), Gutenberg (bibl. 9). Hereby a complication is involved when the crust is buckled downwards. Not only is a bulge formed at the lower surface of the crust, but a wall of the lighter upper crust is forced down into the level of the heavier lower crust, as Bucher already pointed out. After complete removal of the

bulging root there would still remain a difference in weight between the deformed zone and its neighbourhood. The anomaly caused by this phenomenon cannot be destroyed by the combined action of elastic deformation of the crust and plastic flow of the substratum (regional compensation). Either plastic deformation or breaking of the crust or some type of regional metamorphism is needed besides.

D. Can the anomalies have been formed as long ago as the Upper-Tertiary?

We are now in a better position to tackle the problem of whether the present negative anomaly may date back to the period of the upper-miocene diastrophism.

1. In the first place we must bear in mind, that the swift reaction of the crust to ice-loading and unloading in no way proves that the anomaly caused by buckling of the crust will also disappear in a short time. The chief argument against a greater age of the anomaly is hereby refuted.

2. A considerable portion of the weight of the volcanic islands of the Pacific constitutes an extra load on the earth's crust (bibl. 8, bibl. 17, II, p. 106). For the last couple of million years they have not sunk away to any appreciable extent. The case is less clear for delta's, but here also there are indications, that the crust bears part of the extra load elastically through long periods (bibl. 14). These cases imply that a considerable anomaly may last through millions of years, without any (or at least with only very slow) plastic deformation of the crust. (There must be an elastic deformation that brings about regional compensation). The mountain root in the East Indies is restricted to a belt that is no broader than either delta's or the Hawai volcanoes and one is therefore strengthened in the opinion, that the anomalies may have lasted since the Upper-Tertiary.

3. The chief difficulty is met with when we compare the East Indian case with that of the Alps. Below the Alps there also occurs a root of lighter materials, but although it is narrower than the mountain chain it is considerably broader than the East Indian root. Moreover the whole system comes much closer to isostatic equilibrium. How can this difference be explained if it is not the consequence of greater youth of the movements in the East Indies?

In the first place there still remains a difference in age, even if the root in the Molucca's is of upper-miocene age. The Alps underwent serious compression repeatedly before the chief paroxism set in. The latter took place in middle-oligocene times according to most investigators. Although tectonic movements occurred in the Moluccan arc before the Upper-Miocene, these can hardly be looked upon as sufficiently intensive to have been accompanied by the formation of a root. Speaking in a general sense, therefore, the Alpine root is twice as old as the East Indian equivalent. There has been double the time for compensation to have been brought about in the Alps.

In the second place the Alpine geosyncline was very broad before the compression; according to CADISH 650 km (bibl. 2, p. 215—216). We have little to go upon in estimating the equivalent breadth for the East Indian belt, as so much less of the structure is exposed. But as 650 km is equivalent to the distance from the Sahul-shelf to Celebes, or from Malacca to the islands west of Sumatra at the present stage, it is reasonable to suppose, that the Alpine geosyncline was considerably broader than the East Indian geosyncline.

Now the experiments have tought us, that when a broad geosyncline is compressed, the central parts do not partake in the formation of the root, they remain at the surface as a more or less disturbed and squeezed zone, while the lower crust of the two sides, the fore- and hinter-land, push under this central zone to meet in a root at the centre. By this process a broader and less intensive negative anomaly will be produced. It appears to the author that this mental picture of the Alps fits the known facts of structural geology and geophysics very well, much better in fact than the supposition of a narrow crustal fold of the type assumed for the East Indies.

Another probable difference between the Alps and the East Indies is the greater amount of compression likely to have taken place in the former. We will return to this subject on p. 208.

E. Interpretation of the recent geological history.

We will now attempt to explain the known facts of the geological history of the East Indian orogenetic belt in terms of the theory of crustal buckling. As Timor is the only island within the zone of negative anomalies of which we possess sufficient data, it will be taken as starting point.

During mesozoic and early tertiary times a deep geosyncline occupied the present site of Timor. Later the region remained close to sealevel.

After a post-eocene period of unimportant diastrophism an intensive orogenetic compression took place during the Miocene. *The crust is assumed to have warped down and buckled into the substratum during this phase.* There must have followed a short period of elevation during which erosion cut the upper elements away. *This is assumed to represent the regional compensation of the root* by which a broad belt was slightly bulged upwards. Then followed subsidence and block faulting during upper tertiary times accompanied by very slight compression or tilting of the strata. *This is assumed to mark the stage of melting and or spreading of the root* after it had been gradually heated up and rendered plastic.

We learnt (p. 201) that the negative anomaly was not destroyed by this process, only weakened to some extent.

Finally during the Pleistocene and Recent the present island was created by elevation of several hundreds of meters. MOLENGRAAFF supposed the adjoining deep throughs to have warped down in conjunction with the elevation of the islands and UMBGROVE confirmed this opinion

from geological data. The author came to the same conclusion on the strength of the profile of the troughs as revealed by the recent echo-

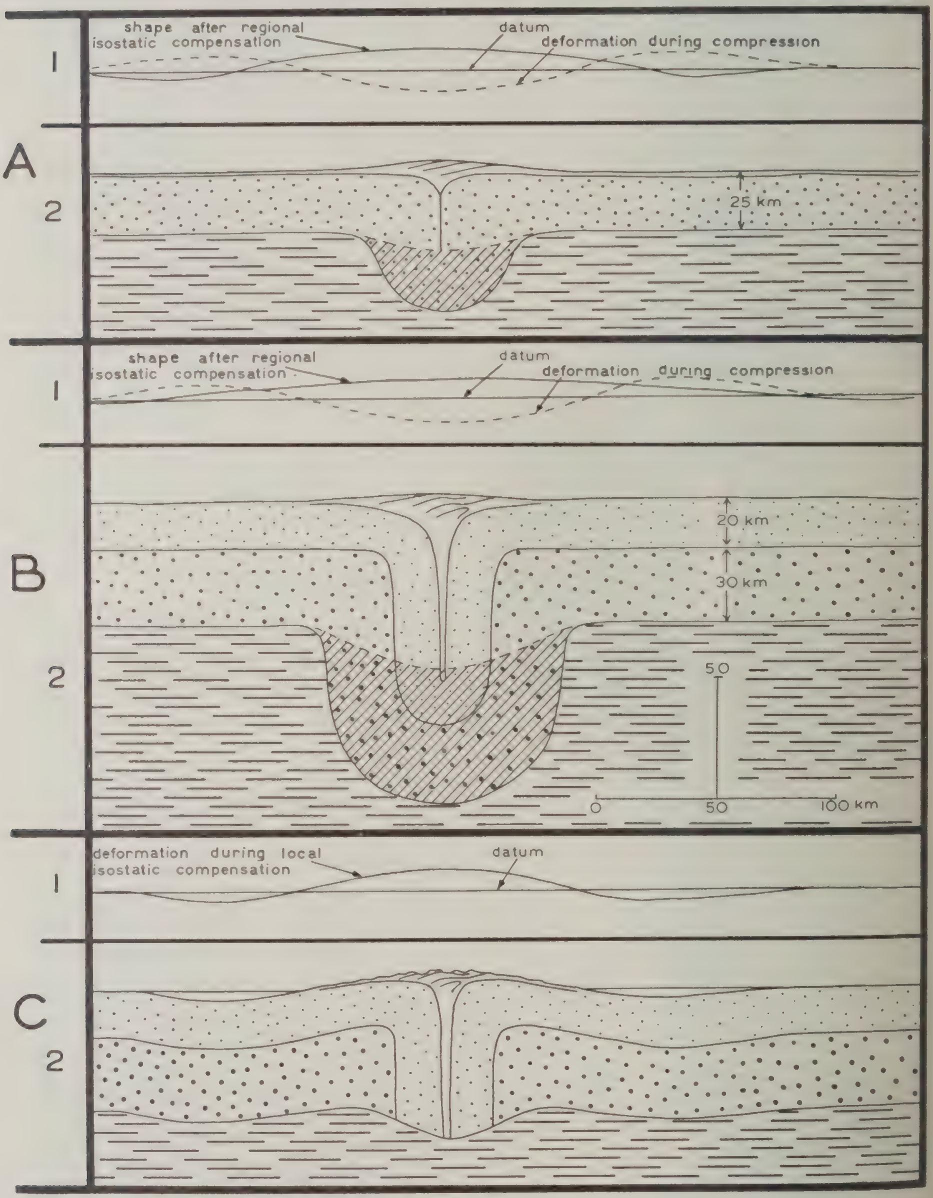


Fig. 19.

A^2: Tectogene with root according to the views of Vening Meinesz. The shaded part spreads and disappears. A^1: nature of the warping of a flat plane at the surface of the crust (apart from local buckling into the root). B: When taking into account the probable greater thickness and inhomogeneous nature of the crust. C: Slow, local deformation after disappearance of the root, in consequence of remaining wall of light materials in lower part of the crust.

sounding survey. This part of the geological history also fits into our conception; *it represents the plastic deformation of the crust by which the wall of lighter materials in the crust is gradually raised.* Parallel with this elevation goes a sinking of the adjoining area's. These had been held above their isostatic level by the boyency of the central zone of negative anomalies and showed a positive anomaly. *They will sink while the negative zone floats upwards* to its position of equilibrium. The rise of the central belt is in full swing, and probably therefore the sinking of the throughs also. That is why we are still able to detect a negative anomaly, weaker than at the close of the Tertiary but still prominent. The central belt still has to rize about 1000 meters to establish equilibrium. If erosion continues the amount is increased. To show the relations more clearly fig. 21 and 22 are given in which the vertical and horizontal scales are the same.

The anomaly-sections drawn by VENING MEINESZ practically all show the upward bulge at both sides of the negative zone that proclaim the lifting of the crust at both sides of this zone by way of the strength of the crust.

It may be objected that the Outer Banda arc is narrower than the belt of negative anomalies and that the parallel strips that are bulged upwards are situated further away than the troughs. It should be born in mind, however, that a deficiency of mass is felt over a wider area than it actually occupies (fig. 20). The belt of negative anomalies

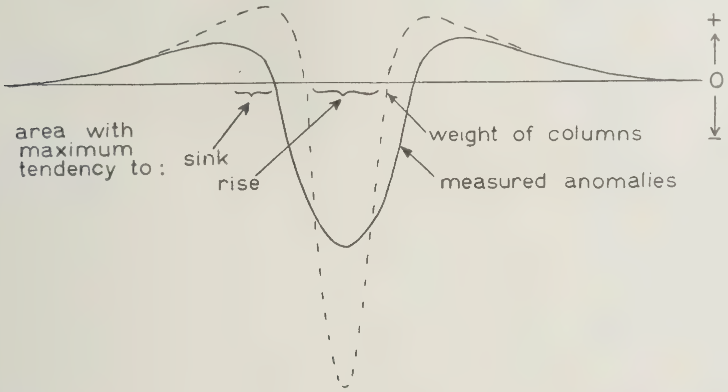


Fig. 20.

Section showing the relations between the weight of vertical columns and the anomalies that would be measured over this section.

is 100 km broad, but is caused by a light mass that is only about half this width. The largest amount of gravity is measured some 150 km from the centre of the negative zone, but the heaviest column lies considerably closer; in other words just about in the centre of the trough (fig. 21 and 22).

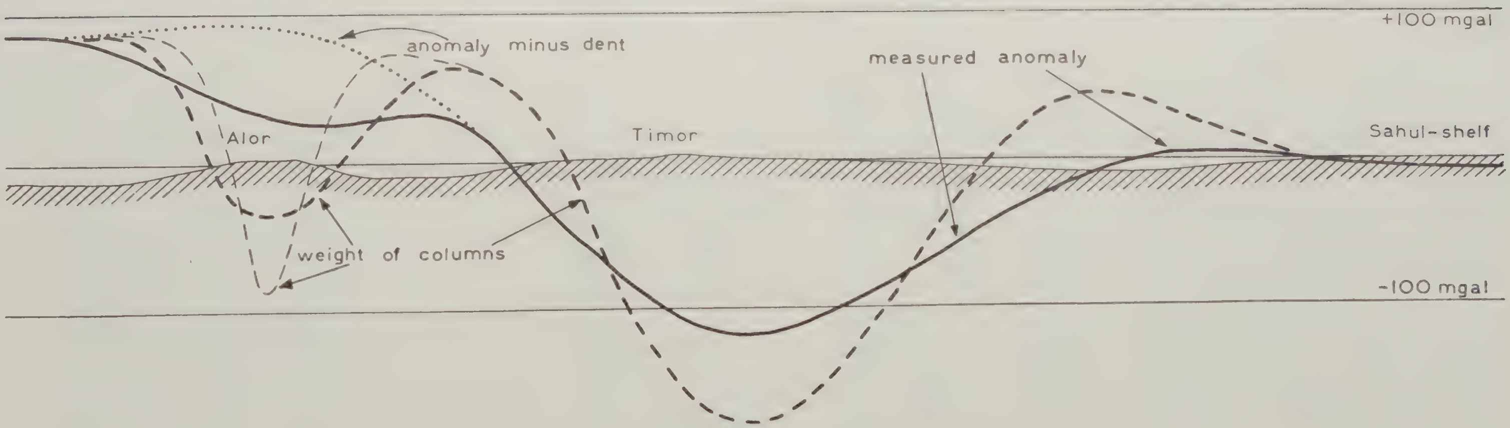
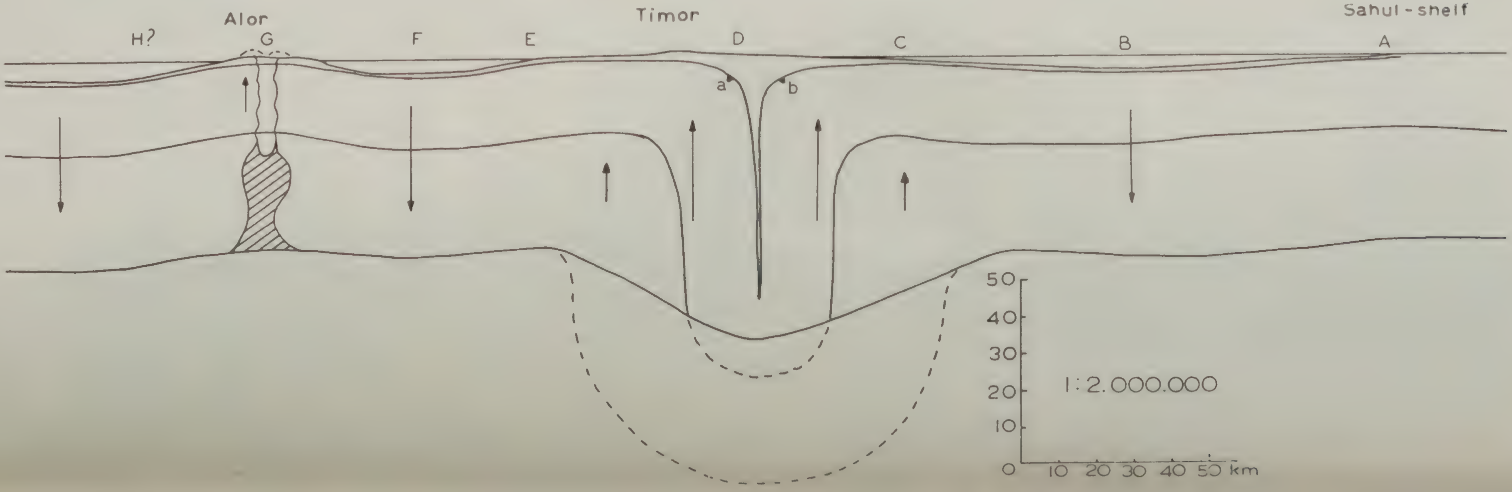


Fig. 21.

Topographic section through Timor and surroundings (scale 1: 2.000.000) with measured force of gravity and possible corresponding weight of columns.



The two illustrations bring out the importance of making our drawings to scale. ESCHER already showed the importance of this principle when dealing with the anomalies of gravity in the East Indies (bibl. 6). In our case the close fit between the anomalies, the section and the thickness of the crust is very satisfactory and lends considerable support to the interpretations given in this paper.

It cannot be denied, however, that the correlation between topography and anomalies is not everywhere possible. More particulars of the field of gravity would have to be ascertained before an attempt could be made to enter into details.

The question can be raised why the spreading of the bulge is not supposed to be a slow process, for then the broader belt in the Alps could be attributed to the greater length of time since it came into being. This, however, would give no explanation of the history of Timor between the post-orogenetic denudation and the present period of elevation. But there are two other objections. If the bulge still existed below the negative zone and were gradually spreading, then the island would have to be sinking, not rising. The adjoining belts would have to be rising in consequence of the increasing thickness of the light crust below them. In other words the recent movements would be opposite to what they appear actually to be. Furthermore the present anomaly is restricted to depths that hardly exceed the probable thickness of the crust; they do not reach down far into the substratum.

As was shown above the different shape of the alpine root may be explained in part by other means than a more advanced spreading.

Tabel 1. Distribution of specific gravity in the crust.

	TAMS-ESKOLA	GUTENBERG	DALY	CLOOS
surface	2.7	2.75	2.7	2.7
lower limit crust ...	3.2	2.9	2.9	3.0
below (> 50 km) ...	3.4	3.2	3.0	3.5

Tabel 2. Average specific gravities of a few common rocks.

granite	2.67	upper layer (granite, grano-diorite)
grano-diorite	2.72	
quartzdiorite	2.80	
diorite	2.87	lower layer (diorite, gabbro, basalt, ultra basic rocks)
gabbro, basalt	2.97	
ultra basic rocks	3.27	substratum (gabbro, basalt, ultra basic rocks, eclogite)
eclogite	3.4	

Another question is: can the amount of the anomaly be accounted for on the basis only of different specific gravities *in* the crust? The answer depends upon the degree of inhomogenety that one is willing to admit for the crust. Taking a rough average of what various author's have assumed (Tabel 1 and 2) and supposing for simplicity that there is no compression and that the crust consists of two layers, we may

draw the section of fig. 23. VENING MEINESZ states that if the area of the cross-section of the root is 1200 km² the difference in specific gravity

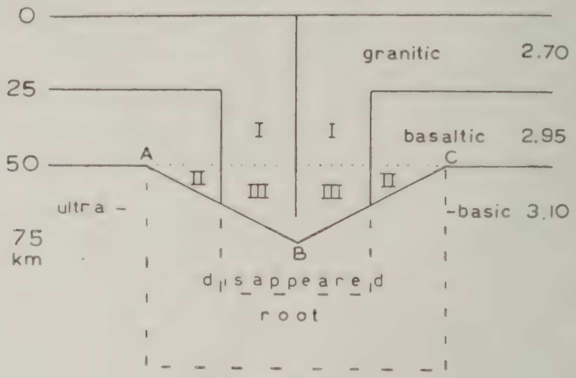


Fig. 23.

Simplified section through buckled crust.

should be 0.6 to explain the observed deficiency of mass. In our section the deficiency in the crust (I, I) corresponds to 1250 km², and 0.2 difference in s. g. By adding the remains of the root inside the triangle A B C, the total is increased to the correct amount, but the depth is too large. If the upper crust is made thinner and the difference with the lower crust larger, then a more favourable distribution of the deficiency of mass is obtained.

Evidently we cannot do entirely without the remains of a root, but it need not be larger than a slight bulge.

One could also follow BUCHER and suppose a more gradual chemical transition below the upper, granitic crust. According to this author the term „the earth's crust'' should be taken in a physical sense only, meaning the outher shell of the earth that has strength, and reaches uniformly to a depth of 50 or more kilometers, whatever the chemical composition. It is merely because this condition is more difficult to represent graphically or to reproduce in experiments that the writer has adhered to the original hypothesis of VENING MEINESZ. The gravimetrical results of buckling and the resultant distribution in section of the materials (that is: the chemical composition of the orogene) remain practically the same with both theories. BUCHER's view, however, has the advantage that the „disappearance'' of the root is a simpler process: the physical condition of the lower part of the root changes and leaves only a slight chemical difference.

We must return here for a moment to the difference between the Alps and the East Indies. It is highly probable that the amount of compression in the former was considerably larger and therefore that the root was deeper. The shaded part of the root in fig. 19, B becomes plastic merely through rise of hydrostatic pressure and temperature in BUCHER's conception. If the root is so shallow, that the upper crust does not reach

this depth, the root will loose practically all its influence on the field of gravity and the anomaly is then restricted to the crust. If the root is deeper, that is: if the compression is more than about 50 km, the upper crust will reach down into the root. This part will spread out and form a broader field of negative anomalies (fig. 24). This may be one of the

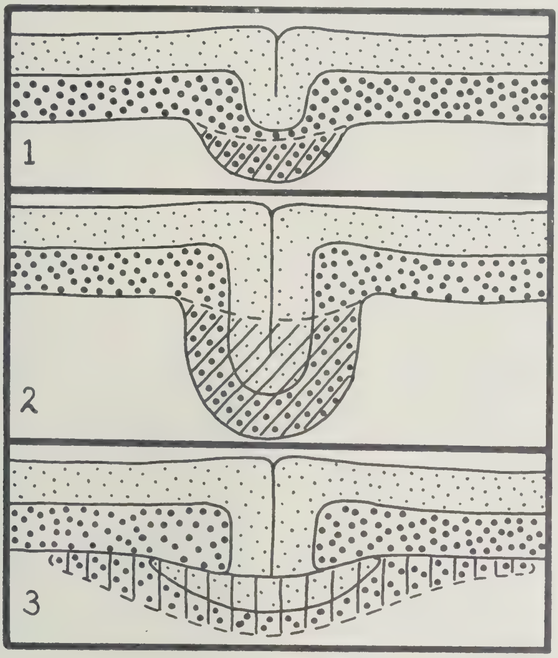


Fig. 24.

Influence of the depth of the root on the materials that spread out below the crust. With a deep root (2) the light, upper crust partakes in this movement (3).

causes for the greater breadth of the Alpine root. It does of course not explain the greater amount of compensation by rising of that region.

There is also the question: by what mechanism is the present deformation going on? The crust has evidently not broken right through, for in that case the movements would be much swifter than they actually are. There is also no indication in the morphology of the island or of the sea floor that the movements are of the nature of block-faulting of the *whole crust*. The possibility of local faulting on a smaller scale is not denied and the frequent earthquakes even point to the probability of this mechanism playing a part. Metamorphism at depths and transport of materials is doubtlessly also going on. These, however, cannot explain the major movements as they would have the same opposite effects as spreading of the root.

This leads us to the conclusion that a slow plastic deformation of the crust as a whole is the chief mechanism by which isostasy is gradually being reestablished.

The breadth of the whole belt that was originally lifted by the root in the centre was of the order of 300 km (see fig. 22, A—H); it reached to a distance of 100 km from the edge of the root (A—C). The same 100 km is found between the centre of the now rising and sinking area's. These amounts appear to be of the correct order of magnitude. Thus according to BUCHER and GORANSON the radius of the area over which isostatic equilibrium is generally found to reign is of the order of 150 km or more. This type of adjustment is regional and should be compared to the breadth of the originally lifted belt beside the root (100 km). The present deformation in the East Indies shows a distance of 50 km from hinge-line to maximum (A—B, fig. 22).

F. Some Objections to the interpretation offered.

In conclusion some objections to the above interpretation of the tectonic history of the East Indies must be discussed.

1. (pointed out to the author by VENING MEINESZ). There is a distinct concentration of the epicentres of earthquakes along the belt of negative anomalies. As long as this feature of the gravity field is looked upon as the result of active diastrophism, this observation fits neatly into the picture. But if we attribute to this belt only vertical movements in the process of regaining isostatic equilibrium, it is surprising that many of these earthquakes belong to the severest known.

This objection looses much of its force when we consider the fact that tectonic movements are of a plastic type. There appears to be less cause for a sudden slip with consequent vibration of the earth, than under the influence of vertical movements that take place along faults. The frequent association of fault movements and earthquakes is a well known fact, although it remains enigmatic why an epicentre is ascertained as a mathematical point, not as a plane with large dimensions. Several of the hypocentres lie far below the crust and between Soemba and Boeroe the Outer Banda arc has hardly any epicentres (see fig. 26, bibl. 17, vol. II). The relations between earthquakes and the anomalies are therefore too vague to allow any definite opinion on the nature of this relation.

2. (pointed out to the author by UMBGROVE). There are many parts in the East Indies that have been elevated considerable amounts, although they are not situated along the belt of negative anomalies. Chief among these islands are those of the Inner Banda arc, especially in the region of Wetar. As they are not being lifted by the negative anomalies, the elevation above the latter may also be caused by some other mechanism.

An answer to this objection is found when we look closer at the gravity sections given by VENING MEINESZ. As he already pointed out (Vol. II, p. 113), practically all of these show a marked dent over the course of the Inner Banda arc and the volcanic belt to the west, even at Krakatoa. This is brought out especially in the line representing the regional reduction method. In fact it is one of the most important features of the gravity field.

The reason for this dent is not clear. One is tempted to attribute it to the magma in the volcanic chamber below the volcanoes of the Inner arc. In the opinion of the author it is perhaps too narrow and too shallow to represent a second buckle in the crust, as VENING MEINESZ believes. Whatever its cause, it must result in a tendency for the zone to be raised relative to the adjoining area's.

The dent is small and seldom reaches negative values. If the cause is situated at some depths, it may be a narrow and considerably lighter portion of the crust, so much lighter in fact that there is a marked upward hydrostatic pressure. The principle has already been illustrated in fig. 20; it is the weight of the columns, not the anomaly measured at the surface, that determines which areas must rise and which must sink. In fig. 21 two possible shapes are given of the line representing the actual weight of the vertical columns below the Inner Banda arc. It will be seen that the dent is considerably larger than appears at first sight, because without it, there would be an extra upward bulge (see for instance VENING MEINESZ' section no. 4, where the dent is absent).

Before turning to the next point the author wishes to point out, that a dent need not be expected in the gravity section over all rising area's. If for instance the rising is caused by compressive stress the region would show a positive divergence of the anomaly. Over a rising area of great extent (hundreds of kilometers) there need be hardly any anomaly at all (compare the section on regional isostatic equilibrium).

3. (pointed out to the author by MAC GILLAVRY). The most serious objection of all is bound up with the general level of the whole area. During the mesozoic era there were deep troughs, shallow seas and land area's in the region of the negative anomalies and most of the tertiary sediments were deposited in shallow water.

The orogenetic activity is supposed to have thickened the salic crust and should have resulted in an elevation of the region as a whole. Even the sinking troughs should still be above sealevel. In other words there should be found a fairly high land area along the belt of negative anomalies. Actually the average level in the neighbourhood of the Outer Banda arc is some 1 to 2000 meters below sealevel.

The explanation cannot be sought in a warping down of the crust by compressive stress. In that case a large negative anomaly over an extensive field would have been the result, instead of the slightly positive average that is found for the East Indies as a whole.

Neither does it appear permissible to suppose that convection currents have carried away the light material of the root. The velocity is estimated by VENING MEINESZ at 1 cm per year, giving only ten kilometers per million years. Perhaps this amount is too small, but even if the whole root had disappeared, the region should still lie well above sea level.

Part of the root may have changed by metamorphism to a more dense facies, but this again is insufficient to explain the present general level.

Is it possible then, that the substratum being molten has a lower

specific gravity than the crust? This possibility has been suggested by DALY (bibl. 4). In that case the first result of thickening would be increase of density and rising would not set in until the root had gradually melted. Although this point of view has its merits it would also imply an unstable condition for the earth's crust. The author does not believe many geophysicists would admit this possibility.

If we turn to the Alps in the hope of finding illuminating data the difficulty is only emphasized. Here too the compression must have increased the average thickness of the crust considerably long before elevation set in. When at last the crust did begin to rise there were prolonged periods of stagnation during which erosion base-leveled the region. The same kind of difficulty is therefore found when we attempt to visualize the isostatic history of the Alps.

A possible explanation could be the thinning of the crust under the influence of tensional stress (BUCHER). Many geologists are of opinion that under those conditions the crust is not thinned out, but cracks and splits open (Red Sea, East African fault zone, etc.). The author does not wish to express a positive opinion, but he has not succeeded in finding any arguments confirming the stretching hypothesis for the case under consideration.

Another possibility is the following. The positive anomalies that reign throughout the deep basins of the Banda sea and Celebes sea and the oceans have so far only found a tentative explanation by VENING MEINESZ in the convection current hypothesis. It might be assumed that the cause of these anomalies, whatever its nature, extends also below the area of the mobile belt, thus pulling it below its natural level.

It is admitted that these suggestions for explaining the general level of the mobile belt, are only vague. But the alternative hypothesis expressed by VENING MEINESZ and UMBGROVE meets with the same difficulty. It is therefore still a problem, but not an argument against the views expressed in this paper on the age of the anomalies.

4. We have only considered the history of the island Timor. Many of the islands along the belt show hardly any elevation, and there is even one atoll, Meaty Miarang to the East of Timor. These variations cannot be attributed to differences in the size of the anomaly. We are forced to assume that for unknown reasons the recompensation varies in efficiency although the acting force is fairly uniform.

This is especially evident south of Java, where the belt lies much deeper than elsewhere, although the anomaly is as large as over the Outer Banda arc. In fact the field of gravity and the morphology are remarkably independent of the passage from the region of the Banda arcs to that of the Indian Ocean. For this reason it can hardly be assumed, as ESCHER did (bibl. 6), that south of Java the granitic upper-crust is absent and that the continent ends at the coast of this island. If that were the case the deficiency of gravity would be smaller and narrower than further along. If the floor of the ocean is formed by crystalline sima, buckling would not produce an appreciable negative anomaly, neither in the crust nor below it. Here again is one of the

„loose ends'' of our quotation from Longwell. Possibly it may be found to join up with that of the problem stated above concerning the general level, when in future we are able to answer the question: What is the nature of the difference between continents and ocean floors?

V. SUMMARY.

In this paper a series of experiments is described relating to the deformation of the earth's crust by horizontal compressive stress. A floating model crust is compressed in most cases, after a slight dent has been run across it to represent a geosyncline. When materials of the correct order of strength are used, the crust buckles down below the model geosyncline forming a root at the lower surface of the crust. At no time in this process is a topographic depression formed at the surface that exceeds the depth of deep-sea troughs as compared to the thickness of the earth's crust.

Other possibilities suggested by the experiments are that the crust may break through and overthrust and that a broad geosyncline will surmount a more complicated form of root. It was also found that the direction of compressive stress need not be at right angles to the course of the geosyncline to produce a root and that an orogenetic belt need not be more plastic than the remainder of the crust, but that the contents of the geosyncline must have less aggregate strength than a layer of the crust itself of the same thickness, as they would otherwise disappear down into the root. These experiments illustrate and clarify the theories of crustal buckling evolved by Vening Meinesz to account for the anomalies of gravity in the East Indies and by Bucher from geological data.

In the second part of this paper an attempt is made to explain the recent isostatic history of the East Indies on the basis of the buckling hypothesis. The chief aim is to show that the anomalies may date back to the miocene orogenetic phase, and that the recent vertical movements can be looked upon as a slow adjustment to regain isostatic equilibrium.

Geological Laboratory,
Groningen.

VI. BIBLIOGRAPHY.

1. Bucher, W. H. The deformation of the earth's crust (1933).
2. Cadish, J. Geologie der Schweizeralpen (1934).
3. Cloos, H. Einführung in die Geologie (1936).
4. Daly, R. A. The sub-Pacific Crust. Proc. Fifth Pacific Sc. Con. Canada, p. 2503—2510 (1934).
5. Daly, R. A. The changing world of the Ice Age (1934).
6. Escher, B. G. On the relation between the volcanic activity in the Netherlands East Indies and the belt of negative gravity anomalies discovered by Vening Meinesz. Proc. Kon. Akad. v. Wet. Amsterdam, Vol. 36, p. 677—685 (1933).
7. Eskola, P. Wie ist die Anordnung der äuszeren Erdsphären nach der Dichte zustande gekommen? Geol. Rundschau, p. 61—73 (1936).
8. Goranson, R. W. The density of the Island of Hawai. Am. Journ. Sc., Vol. 16, p. 89—120 (1928).
9. Gutenberg, B. Lehrbuch der Geophysik (1929).
10. Jeffreys, H. Earthquakes and Mountains (1935).
11. Kober, L. Die Orogentheorie (1933).
12. Königsberger, J. and Morath, O. Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik. Z. d. d. Geol. Gesell. 65, p. 65—86 (1913).
13. Kuenen, Ph. H. Geological interpretation of the bathymetrical results. The Snellius Expedition, Vol. V, Part 1 (1935). (See also bibl. no. 17).
14. Longwell, C. R. Some problems of mountain structure and mountain history. Am. Journ. Sc., Vol. 19, p. 417—434 (1930).
15. Stille, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik (1924).
16. Summers, H. S. Experimental tectonic geology. Rep. Austr. Ass. Adv. Sc., p. 49—75 (1933).
    Umbgrove (see bibl. no. 17).
17. Vening Meinesz, F. A. Gravity expeditions at sea. Vol. I: The Expeditions, the computations and the results (1932); Vol. II: The interpretation of the results (with the collaboration of J. H. F. Umbgrove and Ph. H. Kuenen) (1934).

UEBER NEOZOISCHE ECHINOIDEA AUS DEM NIEDERLAENDISCH-INDISCHEN ARCHIPEL

VON

A. JEANNET (Zürich) und R. MARTIN Wz. (Leiden).

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

I. Einleitung (R. Martin) 216

II. Paläontologischer Teil (A. Jeannet u. R. Martin) 218

III. Stratigraphie (R. Martin) 298

IV. Literaturverzeichnis 306

I. EINLEITUNG.

Den Anlass zu der vorliegenden Arbeit bildete eine Sammlung neogener und quartärer Echiniden, welche von Herrn Dr. J. Cosijn bei Modjokerto (Java) gesammelt wurden und mit deren Bearbeitung mich im Frühjahr 1932 Herr Dr. I. M. van der Vlerk, Konservator am „Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie" zu Leiden, beauftragte. Diese Sammlung wurde schon bald Anlass zu einer Revision der in Leiden befindlichen fossilen Echiniden des Indischen Archipels. Ausserdem erwies es sich als wünschenswert, auch die Echiniden der Selenka-Trinil-Expedition aus dem Geologisch-Palaeontologischen Museum der Universität Berlin einer Neubearbeitung zu unterziehen. Herrn Prof. Dr. W. Janensch möchte ich an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen für das Ausleihen und Uebersenden dieser Sammlung. Nach und nach wurden auch sämtliche noch nicht bearbeitete Echiniden aus Leiden und aus dem Mineralogisch-Geologischen Institut der Rijksuniversiteit zu Utrecht in die Arbeit miteinbezogen; für die Ueberlassung der letzteren danke ich Herrn Prof. Dr. L. M. R. Rutten. Herr Prof. Dr. J. H. F. Umbgrove überliess mir freundlichst alle indischen Echiniden aus der Sammlung des „Instituut voor Mijnbouwkunde der Technische Hoogeschool" zu Delft. Später bot sich mir die Gelegenheit, eine Sammlung des „Dienst van het Mijnwezen" zu Bandoeng, Java, durch Herrn Prof. Rutten zur Bearbeitung zu erhalten; die meisten Echiniden dieser Sammlung entstammen dem gleichen Gebiet wie die von Herrn Dr. Cosijn. Durch freundliche Vermittlung von Herrn Dr. L. Bairstow erhielt ich schliesslich noch einige Echiniden aus dem „Geological Department of the British Museum (Natural History)" zu London zur Ansicht.

Inzwischen befasste sich in Zürich Herr Prof. Dr. A. Jeannet mit einer grossen Sammlung fossiler indischer Echiniden, für deren Inhalt nach p. 1—2 seiner Arbeit (1935) verwiesen sei. Die Publikation über die regulären Echiniden dieser Sammlung erschien Ende 1935. Im Januar 1936 machte mir dann Herr Prof. Jeannet den Vorschlag, mir die Bearbeitung der Irregularia dieser Sammlung zu überlassen, soweit dieselben noch nicht von ihm selbst besorgt war. Da ich dann Herrn Prof. Jeannet bat, das Studium einiger regulären Echiniden aus den Leidener und Delfter Sammlungen auf sich nehmen zu wollen, entstand schliesslich eine gemischte Arbeit, an der Herr Prof. Jeannet beteiligt ist mit *Opechimus, Martinechinus, ? Microcyphus* spec. Nr. 1, *Javanechinus, Echinocyanus* sp., *Fibularia rhedeni, Clypeaster blumenthali* Nr. 1, *Echinodiscus lesueuri* Nr. 5, 6, *Jacksonaster herklotsi* Nr. 3, *Pliolampas javanus* Nr. 1, *Echinolampas depressus* Nr. 2. Auch verdanke ich ihm viele wichtige

Anweisungen bezüglich anderer Arten, während andererseits einige seiner Beschreibungen stellenweise von mir erweitert wurden [1]).

In den Synonymie-Verzeichnissen und im Text hat jedes einzeln beschriebene Fossil oder jede Fossilgruppe eine Nummer, wenn es aus Niederländisch-Indien, oder einen Buchstaben, wenn es aus anderen Ländern stammte, erhalten. Wo dieses Fossil oder die Fossilgruppe zuerst erwähnt wird, ist die Nummer bezw. der Buchstabe kursiv gedruckt, während spätere Erwähnungen desselben Fossils oder derselben Fossilgruppe mit der gleichen Nummer oder gleichen Buchstaben versehen sind. Von den Arbeiten über rezente Vertreter einer Art sind nur die wichtigsten in der Synonymie aufgenommen worden. Die Namen der Fossillisten von DESOR, LAMBERT und THIÉRY, K. MARTIN (1918) und WANNER sind nur bei der Synonymie erwähnt worden, wenn sie neue Ansichten hinsichtlich der Nomenklatur vertreten.

An dieser Stelle möchte ich besonders dem MOLENGRAAFF-Fonds meinen Dank aussprechen für seine finanzielle Unterstützung bei der Veröffentlichung dieser Arbeit. Herrn Prof. Dr. B. G. ESCHER gebührt ein Wort aufrichtigen Dankes dafür, dass er sie in den „Leidsche Geologische Mededeelingen" hat aufnehmen wollen.

Ein Teil der Photographieen wurde von Herrn Prof. JEANNET, die übrigen sind von Herrn A. C. ROSEMEIER im Leidener Museum angefertigt. Die Zeichnungen sind zum Teil von Herrn Prof. JEANNET, zum Teil von Herrn Dr. M. REICHEL in Basel, dem dafür unser herzlicher Dank gebührt.

ABKÜRZUNGEN.

L, Leiden = Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden.
Utrecht = Mineralogisch-Geologisch Instituut der Rijksuniversiteit, Utrecht.
Amsterdam = Geologisch Instituut der Universiteit, Amsterdam.
Delft = Instituut voor Mijnbouwkunde der Technische Hoogeschool, Delft.
Basel = Naturhistorisches Museum, Basel.
Zürich = Museum des Geologischen Instituts der Erdgenössischen Technischen Hochschule, Zürich.
Berlin = Geologisch-paläontologisches Museum der Universität, Berlin.
London = British Museum (Natural History), London.
Mijnwezen = Museum van den Dienst van den Mijnbouw, Bandoeng.

[1]) Selbstverständlich ist jeder Autor für seine Beschreibungen und seine Bestimmungen allein verantwortlich.

II. PALAEONTOLOGISCHER TEIL.

Familie Cidaridae Gray.

Stylocidaris reini (Döderlein).

1. *Dorocidaris papillata*, K. Martin 1885, p. 287; Miozän; Java, Ngembak.

1. *Stereocidaris* sp., Mortensen 1928, p. 293.
Stylocidaris Reini, Mortensen 1928, p. 342; Rezent.

1. Die beiden Stacheln (Abb. 1) aus der Tiefbohrung bei Ngembak (L 4173) zeigen grosse Uebereinstimmung sowohl mit *Cidaris cidaris* (L.) (= *Cidaris papillata* Leske) als mit *Stylocidaris reini* (Död.), wie aus den Beschreibungen der Stacheln bei Mortensen (1928, p. 289, bezw. 342) hervorgeht. Da aber die erste Art atlantisch, die zweite pazifisch ist, möchte letztere hier vorliegen. Die Bruchstücke sind 26 und 29 mm lang und 4 mm dick, zylindrisch, und tragen 15 ziemlich regelmässige Längsreihen von scharfen, geraden Dörnchen. Der Kragen misst 2, der Hals 2½ mm.

Abb. 1. Stachel.
Nat. Gr.

Cidaris mertoni Döderlein.

1. *Cidaris mertoni*, Döderlein 1911, p. 237; T. IX, f. 3—8; ? Tertiär; Aroe-Inseln.

2. *Cidaris mertoni*, Currie 1924, p. 67; pl. IV, f. 9, 11, 12, 18, 23, 26, 30, 31; Pliozän; Aroe-Inseln.

3. Aus der Sammlung des Geologischen Instituts in Utrecht liegen mir 18 Stacheln von der Süd-Neuguinea Expedition 1909—'10 (Nr. 723) und 14 aus der Sammlung Feuilleteau de Bruyn (G 170. 1913) vor, welche sämtlich östlich des Nordwestflusses auf Neuguinea gesammelt wurden und zwar im Bett des Bibisflusses, bezw. am γ-Fluss. Die meisten sind den von Döderlein und Frl. Currie abgebildeten Stacheln in allen Einzelheiten ähnlich. Zwei Stacheln von 16 bezw. 14 mm maximalen Durchmesser (Abb. 2) aus der Sammlung De Bruyn sind weniger konisch, also mehr zylindrisch als die längsten von Döderlein (Fig. 3) und Frl. Currie (Fig. 23) abgebildeten; sie schliessen sich in der Form an den Stachel Fig. 6 von Döderlein an. Unter dem Material von Nr. 723 finden sich mehrere solche Formen.

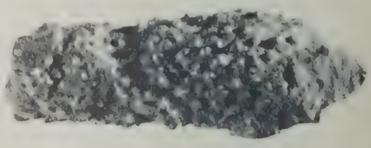


Abb. 2. Stachel.
Nat. Gr.

Ein 24 mm langer, 12 mm dicker Stachel von der Form des von Döderlein in Fig. 4 abgebildeten zeigt lediglich eine sehr feine Granulierung; es wird sich hier vielleicht um eine junge Form handeln.

Cidaris aculeata nov. spec. (R. MARTIN).

a. *Cidaris* spec., DUNCAN u. SLADEN 1882, p. 50; pl. XI, f. 1—11.

1. *Phyllacanthus sundaica* ?, *K. MARTIN 1885, p. 288; T. XV, f. 293 g; Miozän; Java, Ngembak.

? 2. *Phyllacanthus* cf. *baculosa* (pars), CURRIE 1924, p. 71; pl. IV, f. 8; Pliozän; Aroe-Inseln.

3. Das erste Exemplar dieser Art, ein Bruchstück eines Stachels aus dem Bett des Bibisflusses E. vom Nordwestfluss auf Neuguinea (Samml. Süd-Neuguinea Expedition 1909—'10, Nr. 723; Utrecht) fand ich mit 18 Stacheln von *Cidaris mertoni* DÖD. zusammen. Es zeichnet sich aus durch eine weniger grobe Granulierung und durch einen mehr parallelen Verlauf der Seiten, was auf eine grössere Länge des ganzen Stachels deutet. Der Querschnitt ist schwach abgeflacht rundlich; an der einen flachen Seite sind die Dornen kleiner und stehen sie dichter aufeinander als an der anderen Seite des Stachels.

4. Vier Bruchstücke von Stacheln aus der Sammlung BAUER (L 4299), von Pitjis? in Rembang auf Java (Altmiozän), schliessen sich ganz bei dem vorigen Stück an. Der Stachelkopf verjüngt sich schnell nach unten; der Ring ist glatt und wenig hervorragend, der Hals zeigt eine feine Längsstreifung. Ueber dem Hals, der ungefähr 3 mm lang ist, folgt eine sehr schmale, glatte Zone; dann verbreitert sich der Stachel und erreicht bald seine maximale Dicke. Die Dornen sind ziemlich grob und stehen in regelloser Anordnung ziemlich dicht aufeinander. Bei einigen Stacheln sind sie an allen Seiten gleich entwickelt, bei andern ist eine etwas abgeplattete Seite vorhanden, auf der kleinere Dornen dichter zusammengedrängt stehen.

5. In der Sammlung JOCHIM (L 22035, 22036) fanden sich schliesslich noch zwei fast vollständige Stacheln, von denen der eine aber wegen schlechter Erhaltung ausser Betracht bleiben muss. Der andere (Abb. 3) ist 66 mm lang und erreicht eine Dicke von 8 mm kurz über der Basis. Kopf und Ring sind schlecht erhalten. Dicht über der glatten Zone, die über dem Hals folgt, zeigt der Stiel eine sehr feine Längsstreifung und sehr kleine, stumpfe Dornen; bald darauf, aber noch bevor die grösste Dicke erreicht wird, wird der Stiel glatt und stellen sich die scharfen Dornen ein. Der Querschnitt des Stachels ist beinahe rund; auf der einen, schwach abgeplatteten Seite sind die Dornen stumpfer und kleiner als am übrigen Stiel.

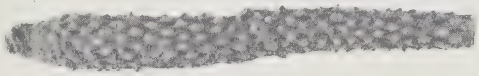


Abb. 3. Stachel.
Nat. Gr.

1. K. MARTIN stellte unter dem nötigen Vorbehalt ein Bruchstück eines Stachels aus dem Miozän von Ngembak (L 4166b) zu *Chondrocidaris sundaica* (K. MART.). Die Anordnung, Grösse und Form der Dornen und die Form des Stückes entsprechen genau dem distalen Ende des unter Nr. 5 beschriebenen Stachels, während mit *C. sundaica* deutliche Unterschiede bestehen, welche schon von K. MARTIN (1885, p. 289) hervorgehoben wurden.

a. DUNCAN u. SLADEN bildeten eine Anzahl Stacheln von *Cidaris* ab, die unserer Art nahezustehen scheinen.

Plococidaris verticillata (LAMARCK).

a. *Phyllacanthus* cf. *verticillata*, DUNCAN u. SLADEN 1885, p. 284; pl. XLV, f. 1—12; Gáj Series (Miozän); Vorderindien, West-Sind.

b. *Cidaris verticillatus*, LEMOINE 1906, p. 256; Aquitanien; Madagaskar.

b. *Phyllacanthus verticillatus*, COTTREAU 1908, p. 38; pl. V, f. 9, 9a.
Plococidaris verticillata, MORTENSEN 1928, p. 428; Rezent.

1. *Leiocidaris (Plococidaris) verticillata*, JEANNET 1934, p. 11; pl. I, f. 5—6; Pliozän; Ceram.

2. Der mir vorliegende, 28 mm lange Stachel von Nias aus der Sammlung SCHROEDER (L 22007) gehört zweifellos dieser Art an. Sein ausgeprägt rezentes Aussehen lässt es zweifelhaft erscheinen, ob hier ein Fossil vorliegt. Das Alter dieses Stückes muss auf jeden Fall als Quartär bezeichnet werden.

Prionocidaris baculosa (LAMARCK).

1. *Cidaris rugata* (pars), HERKLOTS 1854, p. 3; pl. I, f. 1, 2; Jungmiozän; Java, Tjidaoen.

1. *Phyllacanthus baculosa*, K. MARTIN 1880, p. 1.

1. *Cidaris rugata*, LAMBERT u. THIÉRY 1910, p. 145.

? 2. *Phyllacanthus* cf. *baculosa* (pars), CURRIE 1924, p. 70—72; pl. IV, f. 20, 22, 41, 42, 46, 37; Pliozän; Aroe-Inseln.
Prionocidaris baculosa, MORTENSEN 1928, p. 437; Rezent.

1. ? *Prionocidaris baculosa*, MORTENSEN 1928, p. 442.

1. HERKLOTS beschrieb unter dem Namen *Cidaris rugata* zwei Schalenstücke und einen Stachel. K. MARTIN machte es wahrscheinlich, dass die ersteren (L 4162) zu *P. baculosa* gehören. Der Stachel (L 4163) gehört aber bestimmt nicht zu dieser Art und ist also vorläufig besser mit seinem ursprünglichen Namen *Cidaris rugata* HERKLOTS zu bezeichnen.

? 3. Fünf von der Süd Neuguinea Expedition 1909—'10 (Nr. 724) gesammelte Stacheln aus der Sammlung Utrecht sind zu stark abgerieben, um einen sicheren Schluss zu rechtfertigen. Sie sind alle flaschenförmig, also unten verdickt und dann zuerst rasch, weiterhin weniger rasch dünner werdend. Sie zeigen eine Anordnung der Warzen in vertikalen Reihen.

? 4. Zwei Stacheln aus der Sammlung KAMPMEINERT (L 22002) aus Rembang, Java, möchten ebenfalls dieser Art angehören. Sie sind flaschenförmig und tragen etwa 30 Längsreihen von niedrigen, runden Warzen.
Von keinem der oben angeführten fossilen Stacheln (Nr. 2—4) halte ich die Zugehörigkeit zu *P. baculosa* für sicher.

5. Ein Interambulakrum eines Vertreters dieser Art liegt mir vor aus der Coll. HULSHOF (Amsterdam, 635); es stammt aus dem Altmiozän von Sedan in Rembang.

Prionocidaris baculosa (LAMARCK), var. **annulifera** (LAMARCK).

Prionocidaris baculosa, var. *annulifera*, MORTENSEN 1928, p. 443; Rezent.

1. *Leiocidaris (Prionocidaris) baculosa*, var. *annulifera*, JEANNET 1935, p. 11; pl. I, f. 10—11; Pliozän; Ceram.

2. Die Sammlung SCHNEIDER enthält zwei Stacheln von dieser Varietät aus dem Jungmiozän des G. Tegiring bei Sapoeloe auf Madoera (L. 22042). Sie sind zweiseitig flachgedrückt, unten breit und sich ziemlich rasch nach oben verjüngend, und tragen auf der einen Seite stärkere Dornen als auf der anderen. Die beiden Kanten sind mit noch etwas stärkeren Dornen besetzt. Der Kragen misst nur 1½—2 mm.

Chondrocidaris sundaica (K. MARTIN).

1. *Phyllacanthus sundaica* (pars), K. MARTIN 1885, p. 287, T. XV, f. 293 a—c; Miozän; Java, Ngembak.

a. *Cidaris cervicornis*, LEMOINE 1906, p. 256; Altmiozän; Madagaskar.

b. *Cidaris* cf. *spinigera*, LEMOINE 1906, p. 256; Aquitan; Madagaskar.

a, b. *Phyllacanthus* sp., COTTREAU 1908, p. 183; Pl. V, f. 7, 7a.

? 2. *Phyllacanthus* cf. *baculosa* (pars), CURRIE 1924, p. 71; Pliozän; Aroe-Inseln.

1, a, b. *Chondrocidaris* ...., MORTENSEN 1928, p. 492.

3. *Leiocidaris (Chondrocidaris) sundaïca*, JEANNET 1934, p. 14; pl. I, f. 20; Jungmiozän; Java, Tji Sande.

1. Die ursprünglich von K. MARTIN mit den Namen *Phyllacanthus sundaica* belegte Reihe von Stacheln hat sich bei näherer Betrachtung als eine ziemlich heterogene Gruppe erwiesen. Es sind eine grössere und mehrere kleinere Arten zu unterscheiden, von denen die letztgenannten jedenfalls zum Teil wohl mit rezenten Arten ident sein werden. Da das Studium der kleinen Stacheln einen Vergleich mit sehr viel rezentem Material aus den verschiedensten Sammlungen erfordern würde, habe ich sie vorläufig zur Seite stellen müssen. Da der Autor die grossen Stacheln (L 4166) (Fig. 293, a—c) zuerst beschreibt und da es auch diese sind, welche die Verwandtschaft mit *C. gigantea* (A. AG.), welche für die ganze Gruppe hervorgehoben wird, am deutlichsten zeigen, meine ich diese als Typus von *C. sundaica* bezeichnen zu müssen. Die kleinen Stacheln bleiben also vorläufig ohne Namen.

Das längste Bruchstück (Fig. 293 b) erreicht 26 mm Länge (die ursprüngliche Länge war wohl ungefähr das Doppelte) bei einer Dicke des Stachels von ± 6 mm. An der einen Seite ist der Stachel leicht abgeplattet und entweder fast glatt oder mit kleinen Wärzchen besetzt; an der anderen Seite sind entweder mehr oder weniger starke Dornen oder lange Lamellen entwickelt, die eine regellose Anordnung zeigen.

a. Die Beschreibung der Stacheln von *Phyllacanthus* sp. COTTREAU stimmt auffallend mit der von *C. sundaica* überein. Auch hier eine flachere, fast unverzierte Seite und eine Seite besetzt mit Dornen (bei den kleineren) oder Lamellen (bei den grösseren Stacheln) in ungesetz-

mässiger Anordnung. Auch die Form und Skulptur von Hals und Kopf sind die gleichen. Die Abbildung (f. 7, 7a) lässt keinen auffallenden Unterschied mit dem oben (Nr. 1) genannten grossen Stachel von *C. sundaica* erkennen. Ich möchte deshalb die von COTTREAU beschriebenen Stacheln als *C. sundaica* deuten.

2. Frl. CURRIE beschreibt einen Stachel (No. 15), der sich unterscheidet von *Prionocidaris baculosa* (LAMK.), „in the shaft being of uniform breadth and thickness, the thickness being less than the breadth, and in the arrangement of the spinules being irregular'', und von ihrer No. 8 (= *Cidaris* cf. *aculeata* R. MARTIN) „in some of the spinules being flat and plate-like instead of thorny''. Die Dornen sind auf der einen Seite stärker entwickelt als auf der anderen. Es ist vielleicht möglich, dass es sich hier um einen Stachel von *C. sundaica* handelt.

Phyllacanthus imperialis (LAMARCK).

a. *Phyllacanthus imperialis*, LEMOINE 1906, p. 253, 256, 262; Aquitan; Madagaskar.

a. *Phyllacanthus imperialis*, COTTREAU 1908, p. 39 (183); pl. V, f. 10.
Phyllacanthus imperialis, MORTENSEN 1928, p, 504; Rezent.

1. *Leiocidaris imperialis* (pars), JEANNET 1928, p. 465; Pliozän; Timor.

1, *2.* *Leiocidaris (Phyllacanthus) imperialis* (pars), JEANNET 1935, p. 13; pl. I, f. 13—14; (2) Pliozän (? Quartär), Soembawa und Ceram.

3. Ein 65 mm langer, am Ende abgebrochener Stachel liegt mir vor aus der Sammlung des Mijnwezen (Bl. 93 B, 250). Er stammt aus dem Mittelpliozän (Sondéschichten) aus der Nähe von Trinil, Ostjava.

Phyllacanthus imperialis (LAMARCK), var. **javana** K. MARTIN.

1. *Phyllacanthus javana*, K. MARTIN 1885, p. 289; T. XV, f. 294; Miozän; Java, Ngembak; ? Ambon.

a. *Phyllacanthus* cf. *imperialis*, cf. *dubia*, DUNCAN u. SLADEN 1885, p. 284; pl. XLV, f. 13; Gáj Series (Miozän); Vorderindien, West-Sind.

2. *Phyllacanthus javanus*, GERTH 1922, p. 517; Jungmiozän; Java, G. Soesoeroeh u. Priangan.

3. *Leiocidaris imperialis* (pars), JEANNET 1928, p. 465.

b. *Phyllacanthus javanus*, CHAPMAN u. CRESPIN 1930; Miozän; Yule Island, Neuguinea.

3. *Leiocidaris (Phyllacanthus) imperialis* (pars); JEANNET 1934, p. 13; pl. I, f. 15; Jungmiozän; Java, Tji Sande und Tjilanang.

2. Von dieser Varietät liegen ausser den von GERTH erwähnten Stacheln noch ein Stück aus der Sammlung VERBEEK (L 4340) und einige Bruchstücke aus der Sammlung MARTIN-ICKE (L 11686), ebenfalls aus Priangan, vor. Eine Anzahl von Stacheln (L 22021) ohne Fundortsangabe wird vielleicht zu den aus Cheribon stammenden Stücken aus der Sammlung VERBEEK gehören. Aus dem Jungmiozän des G. Tegiring auf Madoera (Sammlung SCHNEIDER, L 4337) liegt ebenfalls eine Anzahl von Stacheln dieser Art vor.

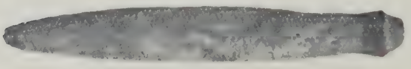


Abb. 4. Stachel.
Nat. Gr.

5. Eine Reihe ganzer oder fast vollständiger Stacheln (Abb. 4) stammt aus einem Korallenkalk vom Hügel bei Sekoeran in Koetei (Ost-Borneo) (L 22017, Coll. M. SCHMIDT). Die ganzen Stacheln messen 50 und 55 mm.

6. Ein Bruchstück eines Stachels wurde gefunden zwischen einigen Stacheln von *Cidaris aculeata* in der Sammlung BAUER (L 4299a) aus dem Altmiozän von Pitjis (?) in Rembang.

a. DUNCAN und SLADEN beschrieben einen Stachel aus dem Miozän von West-Sind, der mit dieser Art sehr nahe verwandt, wenn nicht identisch zu sein scheint.

3. Mit der Ansicht JEANNETS, dass ein Teil der von K. MARTIN als *P. javana* beschriebenen Stacheln mit der Art *P. imperialis* identisch sei, kann ich mich leider nicht vereinigen. Das mir vorliegende Material von K. MARTIN und GERTH ist einheitlich und nicht in zwei Arten oder Varietäten zu trennen. Die Stacheln sind in der Regel schlanker, oft auch mehr zugespitzt als bei *P. imperialis* und haben eine Kragenlänge von nur 2½—4, selten 5 mm, gegen *P. imperialis* 6 mm. JEANNET erwähnt von den Stacheln von Tji Sande, Cheribon, dass einige von ihnen schlanker, andere mehr zugespitzt seien als bei *P. imperialis*; es liegt hier also wohl die var. *javana* vor. Das abgebildete Exemplar, das sich *P. dubius* nähern soll, ist von einer unter dem Material der var. *javana* gar nicht ungewöhnlichen Form.

Phyllacanthus dubius BRANDT.

1. Phyllacanthus javanus (pars), GERTH 1922, p. 517; Jungmiozän; Java, G. Soesoeroeh.
Phyllacanthus dubius, MORTENSEN 1928, p. 510; Rezent.

1. Ein Bruchstück eines Stachels aus der Sammlung VERBEEK (L 22023) wurde zwischen den Stacheln von *P. imperialis* var. *javana* gefunden. Es stammt aus dem Jungmiozän des G. Soesoeroeh, Cheribon, Java.

2. Die Sammlung SCHNEIDER enthält zwei Stacheln (L 22043) aus dem Jungmiozän des G. Tegiring bei Sapoeloe auf Madoera (Abb. 5).

3. In der Sammlung COSIJN befindet sich ein Bruchstück (L 22101) aus dem Mittelpliozän des Kendenggebirges auf Ostjava (Fundort 77).

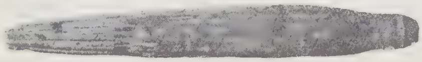


Abb. 5. Stachel.
Nat. Gr.

Phyllacanthus dubius BRANDT, var. **sundaica** nov. var. (R. MARTIN).

1. Es liegen mir aus altmiozänen Schichten von der Oberfläche des G. Gamping bei Tegálsari, Nanggoelan, Java, 18 Bruchstücke von Stacheln vor aus der Sammlung MARTIN-ICKE (L 4332), welche auffallende Aehnlichkeit mit Stacheln von *Phyllacanthus dubius* BRANDT aufweisen. Die Verteilung der Warzen auf 15 bis 23 regelmässigen, oft als Kanten entwickelten Längsreihen ist vollkommen ähnlich. Die Maasse scheinen auch ungefähr die gleichen zu sein. Ein abweichendes Verhalten zeigten

aber Kragen und Hals, die bezw. 2½—5 und 5—10½ mm Länge erreichen. Nur zwei Exemplare weisen einen Kragen von 1½ bezw. 2 mm auf, bei einer Halslänge von 10½ bezw. 2½ mm.

Cidaris spec. spec.

1. *Phyllacanthus sundaica* (pars), K. MARTIN 1885, p. 288; T. XV, f. 293 d, e, f. Miozän; Java, Ngembak. Jungmiozän; Java, Batavia. (?) Untermiozän; Java, Grissee.
2. *Cidaridae* sp. ind., K. MARTIN 1885, p. 291; Untermiozän; Java, Grissee.
3. *Phyllacanthus* sp. ind., K. MARTIN 1885, p. 291. Miozän; Java, Ngembak. Neogen; P. Bawean.
4. ...., CURRIE 1924, p. 72; pl. IV, f. 36, 38; Pliozän; Aroe-Inseln.
5. ...., JEANNET 1935, p. 15; Pliozän; Ceram.

1. Wie bei dem Abschnitt *Phyllacanthus sundaica* K. MART. auseinandergesetzt worden ist, kann ich die vielen kleinen, nahezu zylindrischen Stacheln, welche K. MARTIN zu dieser Art zieht, nicht als Vertreter der Gattung *Phyllacanthus* ansehen. Es würde jedoch sehr viel Zeit und Mühe kosten, diese und alle übrigen *Cidaris*-Stacheln, welche mir vorliegen, richtig zu bestimmen. Die Abbildungen bei MORTENSEN, welche in erster Linie zum Vergleich herangezogen werden sollten, geben nicht immer die Stacheln so deutlich wieder, dass man sie von denjenigen verwandter Arten direkt zu unterscheiden vermag. Ein ausführlicher Vergleich mit den Originalen MORTENSEN's wäre daher für eine richtige Bestimmung erforderlich.

6. Aus demselben Grunde sind auch die meisten übrigen Stacheln aus der Leidener Sammlung nicht bestimmt worden. Sie werden im stratigraphischen Abschnitt bei den Fundorten erwähnt.

Familie Phymosomidae LAMBERT.

Temnopleurus toreumaticus (KLEIN).

1. *Temnopleurus areolatus*, HERKLOTS 1854, p. 4; pl. I, f. 3; Jungmiozän; Java, E. Djampang Koelon.
2. *Temnopleurus caelatus*, HERKLOTS 1854, p. 5; pl. I, f. 5; Jungmiozän; Java, E. Djampang Koelon.
Temnopleurus toreumaticus, A. AGASSIZ 1873, p. 166, 463; Rezent.
1, 2. *Temnopleurus toreumaticus*, K. MARTIN 1880, p. 1.
1, 2, *3.* *Temnopleurus toreumaticus*, GERTH 1922, p. 501; (3) Jungmiozän; Madoera.
4. *Temnopleurus toreumaticus* var., JEANNET 1934, p. 18; f. 3; Miozän; Java, Tji Mandiri.

5. Aus den Sammlungen COSIJN (L 22047—22053) (Fundorte 44, 45, 70, 77, 92, 95, 96) und Mijnwezen (Bl. 105 B, 53; Bl. 110 A, 89; Bl. 110 B, 149) liegt mir eine grosse Anzahl von Exemplaren dieser Art vor, die dem Mittelpliozän der Kendenghügel nördlich von Modjokerto entstammen.

6. In Leiden (4320) befinden sich noch zwei kleine Exemplare aus der Sammlung JUNGHUHN, vermutlich von Java.

7. Es fanden sich noch vier Exemplare in der Sammlung JOCHIM (L 22026, 22027).

Salmacis bicolor L. AGASSIZ.

Salmacis bicolor, DÖDERLEIN 1902, p. 714; Rezent.

1. *Salmacis* cf. *bicolor* (pars) GERTH 1922, p. 502; Pliozän; Java, K. Kebolintang. Jungmiozän; Madoera.
2. *Salmacis* spec., GERTH 1927, p. 184; Pliozän (? Quartär); Timor.

Sämtliche fossile Vertreter der Gattung *Salmacis* wurden einer Revision unterworfen, auf Grund der grundlegenden Arbeit von DÖDERLEIN (1902). Es zeigte sich hierbei, dass die einzigen bisher fossil aus dem Indischen Archipel beschriebenen Arten *S. bicolor* und *S. rarispina* sind; erstere tritt weitaus am häufigsten auf; sogar ein früher für *S. rarispina* gehaltenes Exemplar stellte sich als dazu gehörig heraus.

In auffallendem Gegensatz zu den Zahlen bei DÖDERLEIN (1902, p. 720), der für *S. bicolor* ein Verhältnis der Höhe zum Durchmesser von 0.56 bis 0.72 angiebt, steht das Verhältnis bei den fossilen Exemplaren (0.44 bis 0.56). Da aber das subrezente Exemplar von Billiton auch h : d nicht mehr als 0.49 aufweist, meine ich, dass auch unter den rezenten Exemplaren flachere Formen vorkommen und dass daher kein Grund zur Abscheidung einer Varietät vorliegt.

Fast alle Exemplare zeigen deutlich die Porenzone, deren Merkmale ja für die Bestimmung von grösster Wichtigkeit sind. Das äusserste Porenpaar jeder Ambulakralplatte ist entweder hart an den Aussenrand der Platte gerückt oder um einen geringen Abstand davon entfernt, aber nie durch eine Warze davon getrennt. Dagegen trägt die Porenzone an der Peripherie und auf der Oralseite deutliche Sekundärwarzen. Das ambulakrale Mittelfeld ist 2½ bis 3½ mal so breit als die Porenzone. Die Primärwarzen auf den Interambulakralplatten stehen entweder in regelmässigen horizontalen Reihen oder sie sind auf der Apikalseite unregelmässig angeordnet; eine primäre Meridianreihe ist immer deutlich zu unterscheiden. Die Winkelgruben sind schwach entwickelt oder gar nicht wahrzunehmen.

Es liegen mir 15 Exemplare vor, welche ich zu dieser Art rechnen möchte, und zwar:

1. Zwei Exemplare aus dem Pliozän des Kali Kebolintang, Djapara, Java (L 4186), eins von Sapoeloe (L 4187) und vier von Pedeng und Sapoeloe (L 4188) auf Madoera, welche von GERTH beschrieben wurden (*Salmacis* cf. *bicolor* L. AG.). Dieser wies u. a. auch auf die flachere Gehäuseform hin, welche oben schon erwähnt wurde. Das grösste javanische Exemplar zeigt auf der Apikalseite auf den Interambulakralplatten ziemlich regelmässig angeordnete Primärwarzen, von denen diejenigen der primären Meridianreihe nur wenig grösser sind als die übrigen; am Ambitus trägt jede Platte sechs Primärwarzen. Auch die meisten anderen Stücke zeigen dieses Verhalten; jedoch sind öfters die Primärwarzen auf der Apikalseite ausserhalb der primären Meridianreihen kleiner und weniger regelmässig angeordnet. Die Maasse der nicht verdrückten Exemplare sind:

L 4187	Höhe 20½	mm, mittlerer Durchmesser 47	mm, h : d	0.44.
L 4188	17½	38½		0.45.
	8½	19½		0.44.

2. Zwei Exemplare aus dem Distrikt Insana, zwischen Niki-Niki und Tooi, auf Timor (Sammlung MOLENGRAAFF, Delft) (*Salmacis* spec. GERTH). Der äuserst schlechte Erhaltungszustand dieser Stücke lässt dennoch die Porenzone genügend deutlich unterscheiden, um sie mit ziemlich grosser Bestimmtheit als *S. bicolor* bezeichnen zu dürfen. Das Verhalten der Primärwarzen auf den Interambulakralplatten des kleinsten Exemplares ist hiermit in Uebereinstimmung. Die Maasse sind:

Höhe 16 mm, mittlerer Durchmesser 32 mm, h:d 0.50.
16½ 37½ 0.44.

Zwei weitere Exemplare aus der gleichen Sammlung wurden gefunden am Pfade von Neke nach Niki-Niki, ungefähr 1½ KM. NNW von Niki-Niki, Distrikt Amanoeban, auf Timor. Nur auf Grund ihrer Maasse vermute ich, dass sie der gleichen Art angehören; ihre Oberfläche ist so zerrieben, dass die Skulpturmerkmale nicht in hinreichender Weise zu erkennen sind.

Höhe 14½ mm, mittlerer Durchmesser 27 mm, h:d 0.54
11 19½ 0.56

3. Ein subrezentes Exemplar von Billiton (L 18034), das mit der Bezeichnung „*Salmacis sulcata*" versehen war, unterscheidet sich von *S. virgulata* L. AG. (= *S. sulcata* A. AG. (pars), non L. AG.) durch die Breite der Porenzone (1/3 des ambulakralen Mittelfeldes), die auffallenden Sekundärwarzen derselben sogar auf der Apikalseite, die sehr schwachen Winkelporen und die unregelmässige Anordnung der Primärwarzen auf den Interambulakralplatten, von denen diejenigen der primären Meridianreihen weitaus am grössten sind. Von *S. sphaeroides* L. (= *S. sulcata* A. AG. (pars), non L. AG.) unterscheidet es sich durch die bedeutend geringere Höhe.

Höhe 25.7 mm, mittler Durchmesser 52.9 mm, h:d 0.49.

4. Aus der Coll. JUNGHUHN liegt noch ein Bruchstück dieser Art vor (L 4319), das nach dem Verhalten der Porenzone als *S. bicolor* zu bezeichnen ist.

5. Zwei Bruchstücke aus der Coll. JOCHIM (L 22032) zeichnen sich aus durch die Grösse der Primärwarzen, welche auf der Apikalseite nur wenig kleiner sind als auf der Buccalseite und von denen sich diejenigen der primären Meridianreihe nicht besonders hervorheben.

Salmacis rarispina L. AGASSIZ.

Salmacis rarispina, DÖDERLEIN 1902, p. 719; Rezent.

1. *Salmacis rarispina*, GERTH 1922, p. 502; Pliozän; Java, K. Kebolintang.

1. In Leiden wurde noch ein viertes Exemplar gefunden, das wahrscheinlich zu den drei von GERTH beschriebenen Stücken (L 4184) gehört.

2. In der Sammlung des Mijnwezen befindet sich ein Exemplar aus den mittelpliozänen Schichten des Kendenggebirges N. von Modjokerto (Bl. 110 A, 106), in der Sammlung COSIJN ein Bruchstück aus dem Oberpliozän von ebendaselbst (Fundort 138, L 22054).

Salmacis sphaeroides (LINNÉ), var. **belli** DÖDERLEIN.

Salmacis sphaeroides, var. *belli,* DÖDERLEIN 1902, p. 718; T. LXIV, f. 1; Rezent.

1. Aus der Sammlung MOLENGRAAFF (Timor-Expedition 1911; Delft) liegen mir zwei Stücke vor, die sich durch ihre auffallend kugelige Gestalt von den anderen Exemplaren von *Salmacis* aus dieser Sammlung unterscheiden. Das eine stammt aus dem Distrikt Insana, zwischen Oilolo und Idekmoerak (No. 16); das andere wurde gefunden zwischen Niki-Niki und Fatoe Tonini im Distrikt Amanoeban (Nr. 442) auf Timor. Die Maasse sind:

Nr. 16	Höhe	13.7 mm,	Durchmesser	19.3 mm,	h:d 0.71.
Nr. 442		23.9		33.5	0.71.

Das äusserste Porenpaar jeder Ambulakralplatte steht ziemlich dicht bei dem Aussenrand der Platte und ist nicht durch eine Warze davon getrennt. Letzteres erklärt sich aus dem geringen Alter der beiden Stücke. Die Breite der Porenzone ist die Hälfte bis ein Drittel der Breite des mittleren Ambulakralfeldes. Die Interambulakralplatten sind am Ambitus 5½ bis 6 mal so breit wie hoch. Auf der Apkalseite sind nur die Primärwarzen der primären Meridianreihen und der daneben stehenden äusseren Reihen deutlich zu unterscheiden; die übrigen Primärwarzen und die Sekundärwarzen sind nur mit der Lupe zu erkennen, wodurch der mediane Teil der Interambulakren auf den ersten Blick völlig nackt erscheint. Diese Merkmale sprechen alle für die var. *belli.* Dagegen spricht nur der Umstand, dass bei dem kleinsten Exemplar die Winkelgruben deutlich entwickelt, sogar grösser als die Ambulakralporen sind. Es könnte dies aber auf das geringe Alter des betreffenden Stückes zurückzuführen sein (vgl. DÖDERLEIN 1902, p. 709). Bei dem grösseren Exemplar sind die Winkelgruben zwischen den Interambulakralplatten bedeutend kleiner; diejenigen am Rande der Ambulakren sind durch die Verwitterung des Stückes, wodurch alle Platten zum Teile aufgelöst sind, nicht mehr zu sehen.

Opechinus cf. collignoni JEANNET.

? 1. *Pleurechinus javanus* (pars), A. BÖHM 1882, p. 5 (361); Jungmiozän; Madoera.

1. *Pleurechinus javanus* (pars), GERTH 1922, p. 501.

2. *Opechinus collignoni,* JEANNET 1935, p. 27, fig. 10—13; pl. I, f. 52, 53; Jungmiozän; Java, Tji Sande.

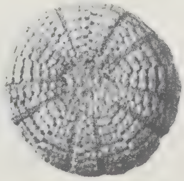


Abb. 6.

Exemplar in Nat. Gr. Ansicht von oben.

1. Eins der Exemplare aus dem Jungmiozän des G. Tegiring auf Madoera (L 4190 a) kann ich nur zu dieser Art stellen. Es ist leider zerbrochen, zeigt aber deutlich in den Interambulakren Winkelgruben und zwei kleinere Suturalgruben.

Opechinus cf. **cheribonensis** Jeannet.

? 1. *Pleurechinus javanus* (pars), A. Böhm 1882, p. 5 (361); Jungmiozän; Madoera.

1. *Pleurechinus javanus* (pars), Gerth 1922, p. 501.

2. *Opechinus cheribonensis*, Jeannet 1935, p. 25, fi.g 7—9; pl. I, f. 37—44; pl. III, f. 11—13; Jungmiozän; Java, Tji Sande.

1. Ich möchte vorläufig zu dieser Art ein Exemplar aus dem Jungmiozän des G. Tegiring auf Madoera (L 4190 b) stellen. Der mittlere Durchmesser beträgt 29 mm. Sie zeigt eine ambulakrale Winkelgrube und höchstens 4 interambulakrale Gruben, deren zwei extreme auch winkelig sind. Hervorzuheben ist die Tendenz dieser letzteren sich längs der Naht hinzustrecken. Es ist daher nicht ausgeschlossen, dass es sich hier um eine junge Form von *O. madurae nov. spec.* handelt, was den Gedanken aufkommen lässt, dass die Zahl der interambulakralen Warzen grösser ist als in der Art *cheribonensis.* Man konstatiert tatsächlich eine Reihe von 4 Warzen, wovon 3 in Kolonnen auf einem Zonenteil angeordnet sind.

Opechinus madurae nov. spec. (Jeannet).

1. *Pleurechinus javanus* (pars), A.Böhm 1882, p. 5 (361); Jungmiozän; Madoera.

1. *Pleurechinus javanus* (pars), Gerth, 1922, p. 501.

1. Aus dem Jungmiozän des G. Tegiring auf Madoera (L 4190) liegen drei Exemplare vor, welche grösser sind als die vorher beschriebenen. Die Maasse der best erhaltenen Exemplare sind:

(Typus)	mittl. Durchmesser	27.0 mm.,	Höhe	22.5 mm.	(Abb. 7).
(Var.)		30.4		25.0	(Abb. 8).

Ein drittes Exemplar, dessen oberer Teil allein gut erhalten ist, war wenigstens so gross wie die Ersteren und es gehört zu dem Typus. Diese Species stellt sich, nach Form und Verteilung der ambulakralen und interambulakralen Gruben, zwischen *Opechinus cheribonensis Jeannet* und *O. percultus Desor.*

Gestalt ziemlich hoch, sub-konisch, mit kreisförmigem Ambitus, unten abgeflacht.

Apex nicht vorhanden, Peristom mittelgross in einer Vertiefung der Buccalseite.

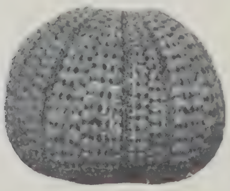


Abb. 7.
Typus-Exemplar.
Von der Seite.
Nat. Gr.

Die Ambulakralzonen sind geradlinig, am Ambitus ca. $^1/_3$ schmäler als die Interambulakralfelder.

Porenzone gerade, kaum vertieft. Die Grossplatten bestehen aus Primärtäfelchen und einer mittleren Halbplatte; Poren mit unbedeutender Abweichung 3-reihig (pseudo-trigéminés) geordnet und leicht schief gestellt; die Porenpaare sind durch ein Körnchen getrennt; die Nähte der Primärtäfelchen sind gewöhnlich gut sichtbar, aber die Verzierung ist verschwunden.

Jede Ambulakralplatte trägt am äusseren Rande eine Primärwarze; zusammen bilden diese die Hauptreihe. Nebenreihen existieren überdies fast in der ganzen Ambulakralzone, ohne jedoch die Extremitäten zu erreichen. Diese Warzen sind glatt, ohne Bohrung, mit Warzenkegel; diejenigen der Nebenreihen sind kleiner als die der Hauptreihen.

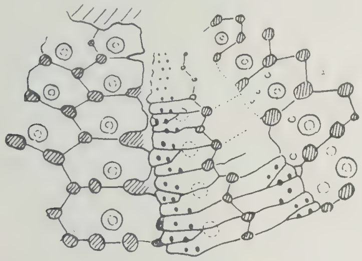


Abb. 7*b*.
Ambulakralzonen und Interambulakralzonen in der Nähe des Apex.
Vergr. 5.

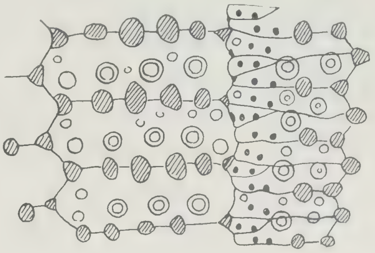


Abb. 7*c*.
Ambulakral- und Interambulakralzonen am Ambitus.
Vergr. 5.

Auf der ganzen Ambulakralzone befinden sich Winkelgruben. Im allgemeinen sind diese rundlich, sie können, oben und unten, auch dreieckig sein. In der Mittelregion, ausserhalb, steht eine Saturalgrube, die im Vergleich zu den Winkelgruben grösser ist. An der äussern Ecke der Primärtäfelchen sieht man noch sehr oft Porengruben (Furchen), die man gewöhnlich bei den *Psudopechinus* beobachtet.

Die Interambulakralplatten sind ziemlich rechtwinkelig, gestreckt, mit Warzenreihen von gleicher Natur wie die ersteren. In einer Reihe stehen maximal 4 Warzen von ziemlich einheitlicher Grösse, mit einem kaum bemerkbaren Höfchenzirkel am unteren Teile der Platte. Zwischen demselben sind noch einige Körnchen und Granulation zu beobachten. Auf der ganzen Höhe dehnt sich eine einzige Kolonne aus, dagegen sind am Ambitus 3, mehr oder weniger regelmässige, Kolonnen sichtbar.

Auf den Interambulakralsuturen sind am Ambitus 5 bis 6 rundliche oder oval-elliptische Gruben zu konstatieren; diese letzteren sind jeweilig transversal; die äusseren zwei sind winkelig und immer dreieckig, die mittleren im Ausmaasse grösser als die anderen. Die Zahl vermindert sich sowohl gegen unten wie gegen oben mehr und mehr, um am Ende nur mit winkeligen Gruben abzuschliessen.

Ein anderes Exemplar (b) zeigt die gleiche Anlage wie der Typus, die Verzierung aber ist viel feiner, die Gruben sind kleiner und zarter, wodurch deren Entfernung voneinander grösser erscheint.

Diese Art unterscheidet sich von unserer *Opechinus cheribonensis,* welche nur eine ambulakrale Winkelgrube und höchstens 4 interambulakrale Gruben aufweist, eine Erscheinung, die hauptsächlich bei kleinen Individuen bemerkbar ist.

Die *O. percultus Desor* zeigt im Gegenteil 3 Ambulakral- und höchstens 8 Interambulakralgruben. Bei der letzten Art ist eine Warze der gleichen Reihe immer grösser als die übrigen. Wie daraus zu ersehen

ist, kommt die Art von Madura, mit 2 Ambulakral- und 6 Interambulakralgruben, zwischen die beiden letztgenannten Species zu stehen.

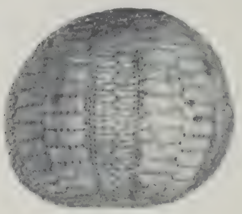


Abb. 8*a*.
Exemplar in nat. Gr.

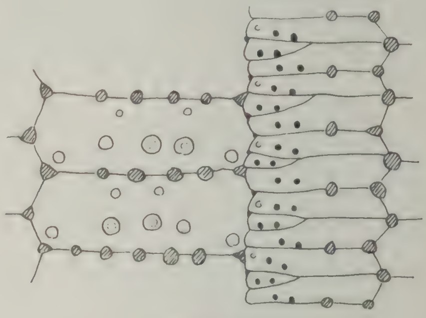


Abb. 8*b*.
Ambulakral- und Interambulakralzonen am Ambitus.
Vergr. 5.

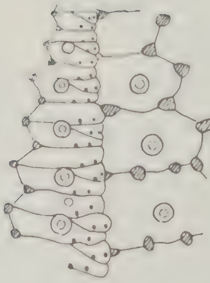


Abb. 8*c*.
Ambulakral- und Interambulakralzonen in der Nähe des Apex.
Vergr. 5.

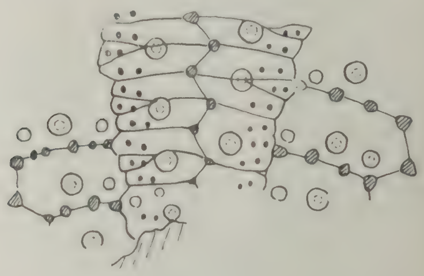


Abb. 8*d*.
Ambulakral- und Interambulakralzonen am Kontakt mit dem Peristom.
Vergr. 5.

Möglicherweise könnten die zwei Exemplare, die als *O. cf. collignoni* und *O. cf. cheribonensis* angegeben sind, junge Formen des *O. madurae* sein; nur eine ziemlich grosse Serie könnte die Frage entscheiden.

Opechinus (Pseudopechinus) percultus Desor.

1. *Opechinus percultus*, Desor 1855, p. 108; Tertiär; Java.
2. *Pleurechinus javanus*, K. Martin 1880, p. 2; Fig. 1; Jungmiozän; Java, Podjok.
3. *Pleurechinus javanus*, K. Martin 1881, p. 115; Altmiozän; Java, G. Kelier. Jungmiozän; Java, Wirosari.
4. *Pseudopechinus corioli*, Jeannet 1935, p. 29; Pl. I, f. 45—46; Pl. III. f. 14—15; Fig. 14—18; Tertiär, Java.
5. *Pseudopechinus Lamberti*, Jeannet 1935, p. 31; Pl. I, f. 47—52; Pl. III, f. 16; Pl. IV, f. 1—2; Fig. 19—26; Tertiär; Java.

1—3. Indem weder Desor noch K. Martin in ihren Beschreibungen das Vorhandensein von Assulargruben auf den Interambulakralplatten

erwähnten, und der erste keine, der zweite eine in dieser Hinsicht unvollständige Abbildung gab, gaben sie JEANNET Anlass zu der Auffassung, dass sie einen echten *Opechinus* und nicht einen *Pseudopechinus* beschrieben hätten. JEANNET konnte dadurch die drei ihm vorliegenden, wenn auch mit der Bezeichnung „*Opechinus* DESOR" versehenen Exemplare aus Genf und Paris als neu betrachten. Das mir vorliegende Material aus London (4 Stück, Sammlung PFEIFFER, A—D), Leiden (19 Stück, St. 4189, 4191—4194, 19781) und Delft (5 Stück, K.A. 3124), d.h. die Originale DESOR's und K. MARTIN's, zeigt aber, dass diese beiden Autoren einen *Pseudopechinus* beschrieben haben; die Exemplare dieser augenscheinlich sehr variabelen Art umfassen sowohl Formen, die als *P. lorioli*, als solche, welche als *P. lamberti* zu bezeichnen wären, nebst allen Uebergängen zwischen diesen beiden.

Die Maasse sind unten angegeben. Der Durchmesser beträgt 14—26½ mm (grösstes Exemplar in Delft), das Verhältnis der Höhe zum Durchmesser (h:d) 0.63—0.86 (für *P. lorioli* ± 0.85, *P. lamberti* 0.63 und 0.68).

		Höhe	Durchm.	h : d		Höhe	Durchm.	h : d
London	B	14.1 mm	20.8 mm	0.68	L 4193	16.5	22.8	0.63
	C	15.9	21.8	0.73		13.0	20.8	0.63
	D	12.8	20.4	0.63		13.4	18.6	0.72
L 4189		19.4	22.5	0.86	L 19781	13.8	20.2	0.68
		13.0	19.2	0.68		13.5	20.1	0.67
		11.9	17.1	0.70	Delft	16.6	22.9	0.72
L 4191		10.0	14.0	0.71		17.5	22.5	0.78
L 4192		18.6	24.7	0.75		14.3	22.3	0.64
L 4193		17.2	24.2	0.71		13.0	17.2	0.76
		18.5	24.0	0.77				

Die Zahl der Gruben auf einer horizontalen Sutur beträgt am Ambitus in den Ambulakren 2—3, in den Interambulakren 7—9, und zwar ist diese Zahl proportional der Grösse der Exemplare. Oefters sind, entweder durch spätere Verwitterung oder durch natürliche Ursachen, die Winkelgruben mit den zunächst liegenden Suturalgruben verwachsen, sodass die Grubenzahl auf 1—2, bezw. 5—7 herabsinken kann. Es ist dies z. B. der Fall bei *P. lorioli* und *P. lamberti* var. Solche verwachsene Gruben sind ausser an ihrer länglichen Form daran zu erkennen, dass sie in der Mitte meistens eingeschnürt sind und dass in ihnen zwei Durchbohrungen der Schale zu sehen sind, während Einzelgruben nur einer Durchbohrung entsprechen. Die Assulargruben sind auf allen Interambulakralplatten deutlich wahrzunehmen.

Bemerkung: Bei einer geringen Anzahl von Exemplaren ist man gezwungen die spezifischen Befunde einzeln zu behandeln, während grosse Serien es eher ermöglichen, die Uebergänge individuellen Karakters von einer Form zur andern festzustellen (A. JEANNET).

Opechinus (Pseudopechinus) percultus DESOR, var. **oligoporus** nov. var. (R. MARTIN).

1. *Pleurechinus javanus* (pars), A. BÖHM 1882, p. 5 (361); Jungmiocän; Madoera.

1. *Pleurechinus javanus* (pars), GERTH 1922, p. 501.

1. Die sieben Exemplare aus der Sammlung SCHNEIDER, aus dem Jungmiozän vom G. Tegiring bei Sapoeloe auf Madoera (L 4195), scheinen eine örtliche Varietät von *P. percultus* zu bilden. Ihre Maasse sind die gleichen (Durchmesser 16½—23½ mm), die Variabilität in der Gestalt ist noch etwas grösser als bei der typischen Form (h : d 0.59—0.88):

Höhe	Durchm.	h : d	Höhe	Durchm.	h : d
± 20.5 mm	± 23.2 mm	0.88	13.3 mm	18.8 mm	0.71
13.6	22.2	0.61	11.8	18.8	0.63
12.0	20.2	0.59	11.5	16.7	0.69

Die Stücke sind alle ziemlich stark verwittert, zeigen aber hier und dort noch deutlich Spuren von Assulargruben auf den Interambulakralplatten. Die Warzenskulptur ist für eine genaue Beschreibung zu schlecht erhalten. Der Unterschied gegen die typische Form besteht in der geringeren Zahl der Gruben auf den horizontalen Suturen. Es sind deren am Ambitus in den Ambulakren 2, in den Interambulakren 4—6 vorhanden; durch Verwachsung von Gruben sinkt ihre Zahl auf 1 bezw. 4 herab. Das grösste Exemplar scheint auf den horizontalen Suturen in den Ambulakren 3 Gruben besessen zu haben.

Martinechinus, nov. gen. (JEANNET).

Schale von mittlerer Grösse, wahrscheinlich oben ziemlich gewölbt; Scheitel klein, nicht vorhanden; Peristom gross, kaum eingeschnitten. Die ambulakralen Grossplatten bestehen aus annäherend 3-reihig geordneten Elementen; Warzen glatt, undurchbohrt, mit feinem Warzenkegel; sie sind in den Ambulakralfeldern in zwei Hauptkolonnen geordnet, unten — Reihen von Sekundärwarzen. — Die Ambulakralwarzen sind kleiner als die anderen; aus ihnen strahlen radial, gegen die Mittelzone zu glatte, hervorstehende Streifen. Die an Hieroglyphen erinnernde Verzierung der äussern ambulakralen und der ganzen unteren Zone ist sehr verschwommen. Im Gebiet des Ambitus sind die Interambulakralwarzen auf abgeflachten und unregelmässig geformten Sockeln aufgestellt und bilden horizontale Reihen. Die suturalen, interambulakralen Gruben sind unten länglich gestreckt, ungeteilt, (ungekerbt) und in der Nähe des Ambitus rhombusförmig. Ambulakralgruben giebt es nur unten; sie sind porenförmig und winkelig. Die Verzierung erinnert an *Leptopleurus* LAMBERT u. THIÉRY und an *Dictyopleurus* DUNCAN u. SLADEN. In der von J. LAMBERT (1935) vorgeschlagenen Einteilung könnte man dies Genus in die III. Sektion mit glatten Warzen und, wenigstens am Ambitus, gut entwickelten Gruben einreihen.

Typus: *Martinechinus Molengraaffi,* spec. nov. aus dem Plio-Pleistocän von Timor, Timor-Expedition 1911 No. 16.

Dieser Name ist Herrn K. MARTIN, dem Grossvater unseres Mitarbeiters, gewidmet.

Martinechinus molengraaffi nov. spec. (JEANNET).

1. Salmacis spec., GERTH 1927, p. 182; Pliozän (? Quartär); Timor.

1. Aus dem Pliozän oder Quartär von Timor (zwischen Noil Fatoe und Noil Tonini) liegt ein verdrücktes, aber sehr merkwürdiges Stück vor (Abb. 9*a*), das in keine bekannte Gattung eingereiht werden kann (Coll. MOLENGRAAFF, Nr. 16, Delft). Ich möchte es nach seinem Sammler, Prof. Dr. G. A. F. MOLENGRAAFF, benennen.

Abb. 9*a*.
Typus-Exemplar.
Nat. Gr.

Obwohl dieses Exemplar, hauptsächlich am unteren Teile, schlecht erhalten ist, erlaubt das, was sichtbar ist, es mit einer gewissen Genauigkeit zu beschreiben.

Der Durchmesser war ca. 31 mm. Das grosse Peristom befindet sich in einer Vertiefung der unteren Partie; es ist schwach, aber erkenntlich, gekerbt. Ambulakralfelder gerade, am Ambitus $^1/_3$ bis $^1/_4$ schmäler als die Interambulakra, aus ca. 22 Platten

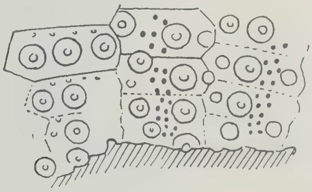


Abb. 9*b*.
Ambulakralzone und
Interambulakralzone am
Kontakt mit dem
Peristom.

Abb. 9*c*.
Ambulakral-
platten.
Vergr. 5.

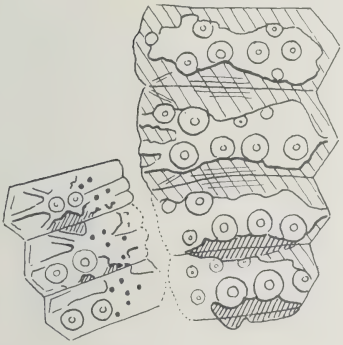


Abb. 9*d*.
Ambulakral- und
Interambulakralzone am
Ambitus.
Vergr. 5.

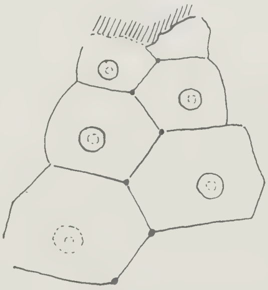


Abb. 9*e*.
Interambulakralzone
am Kontakt mit dem
Apex.
Vergr. 5.

bestehend. Die Porenzonen sind nicht vertieft, die Grossplättchen weisen

3 Elemente auf, Poren ziemlich 3-reihig geordnet (pseudo-trigéminés). Jede Ambulakralplatte trägt in der Mitte oder etwas ausserhalb derselben eine kleine Warze; diese Warzen bilden eine Hauptkolonne; sie sind undurchbohrt, ungekerbt, jede mit einem kleinen, feinen Warzenkopf versehen. Unten bis zum Ambitus trägt jede Platte zwei grössere Warzen; im Gebiete des Peristomes kann man neben diesen, ausserhalb der Porenreihen, eine unregelmässige sekundäre Kolonne feststellen. In der Nähe und am Ambitus selbst strahlen aus den Ambulakralwarzen 3—4-glatte, erhabene Streifen nach der Mitte der Zone zu. Dieselben vereinigen sich meistens mit einer dünnen Randerhebung, die sich längs der oberen und inneren Suturlinie hinzieht. In der Porenzone befinden sich unregelmässige Erhebungen, die sich unten über die ganze Fläche ausbreiten. Diese Objekte haben gewisse Analogien mit Hieroglyphen. Am Kontakt mit dem Peristom trägt jede Platte je eine externe und eine interne, mit Kegelchen (Knöpfchen) versehene, ziemlich grosse Warze, sodass die Porenzone in die Mitte zu stehen kommt. Einige tiefe, suturale, sehr unregelmässige Gruben sind zwischen Ambitus und Peristom gelegen. In der Porenzone scheinen dazu noch assulare Porengruben vorhanden zu sein.

Die Interambulakralfelder bestehen aus ca. 15 Platten, am Ambitus von hexagonaler, länglicher Form. Oben sind sie so hoch wie breit.

Diese Platten sind im Bereich des Ambitus der Länge nach etwas gebogen und tragen eine Art hervortretenden Sockel, der unregelmässig gezackt ist. Auf diese Erhöhung sind die glatten, undurchbohrten, mit Kegelaufsatz versehenen, Warzen aufgelagert; sie bilden in der unteren Partie der Platten eine unregelmässige Reihe. Ausserdem werden hier noch gekörnte Miliarwarzen mit Kegelaufsatz angetroffen. Der Kegel weist manchmal äussere Einschnitte auf. Zwischen den hervorragenden Sockeln zieht sich eine langgestreckte Vertiefung, die einem Rhombus gleicht und von der Sutur und einigen Parallelstreifen durchzogen ist, hin. Unter dem Ambitus, an Stelle der rhombusförmigen Versenkungen, zeigen sich einige unregelmässige, tiefe, grosse Gruben, die die Suturallinie der Ambulakra nicht erreichen. Am Kontakt mit dem Peristom giebt es keine Gruben mehr, die Platten tragen nur 1—2 oder 3, ziemlich grosse, fein geknöpfte Warzen. Oben sind sie punktförmig und nur im Winkel zu sehen.

Ohne Zweifel hat dies den Anlass gegeben, dieses Exemplar als *Salmacis* zu bezeichnen, was übrigens die einzige Analogie ist.

? **Microcyphus** spec.

1. Aus dem Pliozän (Quartär?) von Timor, zwischen Oilolo und Idekmoerak, Distrikt Insana (Coll. MOLENGRAAFF, A, Delft) stammt ein Exemplar, das ich meine dieser Gattung zurechnen zu müssen (Abb. 10).

Obwohl das Exemplar schlecht konserviert ist, gelang es mir eine Stelle, deren Oberfläche, dank einer Kalzitkruste, gut erhalten war, zu praeparieren. Durchmesser 27,5 mm, Höhe 18 mm.

Ambitus kreisförmig, Ambulakralfelder kaum hervorstehend, Apex unbekannt; das Peristom mit Gestein ausgefüllt. Grossplättchen mit

3 Elementen, davon 2 primäre und in der Mitte ein Halbplättchen; Poren ungefähr 3-reihig geordnet (pseudo-trigéminés).

Die Verzierung besteht aus einer äusserlichen Kolonne von Haupt- und 1—2 Kolonnen von Sekundärwarzen innerhalb der Ambulakralfelder. Diese Kolonnen scheinen nicht die Extremitäten der Zonen zu erreichen. Die Warzen sind von einem kaum bemerkbaren Höfchen umgeben; sie sind glatt, ungekerbt und geknöpft. Daneben sind auf der Platte noch einige Miliarwärzchen zu konstatieren. In den Winkeln der Platten sind porenförmige Gruben vorhanden.

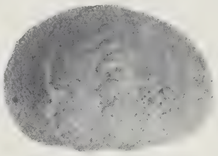


Abb. 10*a*.
Exemplar in Nat. Gr.

Die Ambulakralplatten sind oben hoch, am Ambitus hexagonal verlängert, man findet 13—14 Platten per Zone.

Die Warzen sind von gleicher Art wie diejenigen der Ambulakren; sie bilden eine unregelmässige Reihe, hauptsächlich in der untern Hälfte der Platten. Andere Warzen sind unregelmässig zwischen Sekundärwarzen und Granulation verteilt.

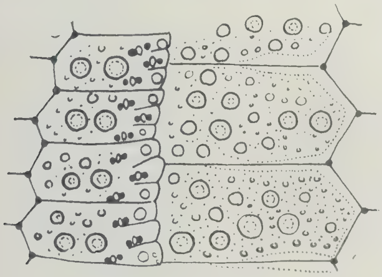


Abb. 10*b*.
Ambulakral- und Interambulakralzonen am Ambitus.
Vergr. 5.

Die nackte Region längs der Mediansutur ist, wenigstens am Ambitus und oben, kaum vorhanden. Hier auch treten winkelige und porenförmige Gruben auf. Von Suturalgruben ist unten keine Spur vorhanden.

Dieser Seeigel unterscheidet sich vom *Microcyphus* durch seinen runden Umriss, durch die Zahl seiner Interambulakralplatten, die ziemlich gross ist, durch das Vorhandensein von nur punktierten, winkeligen Ambulakralgruben und durch das Fehlen einer glatten Zone längs der mittleren interambulakralen Sutur. Trotzdem möchte ich dieses Exemplar in dies Genus, mit dem es eine gewisse Aehnlichkeit, hat, einreihen.

? *2*. Es wäre möglich, dass noch vier weitere Individuen von Timor der Gattung *Microcyphus* zuzuzählen wären. Sie stammen gleichfalls aus dem Plioplistozän und wurden gefunden am Pfad von Neke nach Niki-Niki, etwa 1½ KM. NNW. von Niki-Niki, im Distrikt Amanoeban (Coll. Molengraaff, Nr. 1, 3, 5, 7, Delft). Ihre Masse sind:

Nr. 1	Höhe 17.3 mm,	grösster Durchmesser	24.0 mm.
3	15.0		20.4
5	17.4		28.0
7	17.0		26.6

Javanechinus

Dank der Ankunft von neuem Material bin ich in der Lage, die Diagnose dieses Genus zu ergänzen.

Der Apex bildet einen Doppelkranz, das Peristom weist ziemlich tiefe Einschnitte auf. Die Kolonnenzahl der Sekundärwarzen wächst mit der individuellen Grösse, aber nur die Hauptwarzen zeigen an der Basis des Kegels strahlförmige Vertiefungen.

Wir können gelegentlich sagen, dass *Arbacina stellulata* DUNCAN u. SLADEN (*Temnechinus*) und *A. Gajensis* DUNCAN u. SLADEN (*Temnechinus*), aus dem Vindobon von Indien, sehr wahrscheinlich dem Genus *Javanechinus* angehören. Es sind kleine, kugelförmige Arten.

Javanechinus rembangensis JEANNET.

1. *Temnechinus stellulatus*, GERTH 1922, p. 501; Altmiozän; Java, Twiwian und Desa Baroes.
2. *Javanechinus rembangensis*, JEANNET 1935, p. 50, f. 66—68; pl. II, f. 35—37; pl. IV, f. 17—18; Altmiozän; Java, Ngegot.

1. GERTH hat 1922 vier Exemplare von Twiwian (Delft KA 2249) erwähnt und eines von der Desa Baroes (L 4183), beide Fundorte in Rembang, Java. Die erstgenannten sind in eine Gesteinsplatte eingebettet; eines von ihnen ist losgelöst worden (Abb. 11).

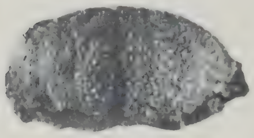


Abb. 11.
Exemplar
Von der Seite.
Nat. Gr.

Der Durchmesser schwankt zwischen 25—30 mm, die Höhe zwischen 14—16 mm. Es ist dies eine verhältnismässig rundliche, ziemlich hohe Form. Der Scheitel ist nur teilweise an einem Exemplare erhalten. Sogar mit 30 mm Durchmesser bleibt die Verzierung gleich und die Granulation sehr dicht. Nur längs der Mediansuturen ist dieselbe etwas weniger ausgeprägt. Die innere Kolonne der ambulakralen Warzen ist unten weniger entwickelt.

Javanechinus erbi JEANNET.

1. *Salmacis* cf. *bicolor* (pars), GERTH 1922, p. 502; Jungmiozän; Madoera.
2. *Javanechinus erbi*, JEANNET 1935, p. 51, f. 69—72; pl. II, f. 38—40; pl. IV, f. 19—20; Jungmiozän; Java, Tji Sande.

1, *3*. Ausser den fünf Exemplaren aus dem Jungmiozän des G. Tegiring auf Madoera (L 4188a) liegen mir noch sieben Exemplare aus der Sammlung JOCHIM vor (L 22137). Von den ersteren ist bei drei, von den letzteren bei fünf Exemplaren der Scheitel erhalten. Die abgebildeten Exemplare messen:

L 4188a	Durchmesser	31.5 mm,	Höhe	15.5 mm.	(Abb. 12).
		28		13.8	(Abb. 13).
L 22137		28.8		± 13	(Abb. 14).
		21.6		9.9	(Abb. 15).

Da die Porenzone und die Mediansuturen ein wenig vertieft sind, sind die grossen Exemplare ziemlich stark gerippt. (Siehe Photo).

Gewöhnlich ist der mit einem Doppelkranz versehene Scheitel hervortretend; die Madreporenplatte ist die grösste des Schildes. Die Genitaltäfelchen tragen geknöpfte Körnchen. Der äussere Rand der Oscellar-

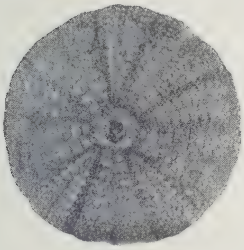


Abb. 12*a*.
Exemplar in nat. Gr.

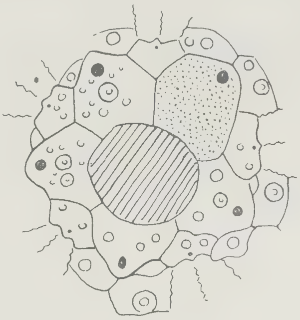


Abb. 12*b*.
Apex des grössten Exemplares. Vergr. 5.

täfelchen ist wellenförmig verziert und die auf der ganzen Länge strahlenweise vertieften Primärwarzen sind von bemerkenswert konstanter Grösse. Ausserhalb zählt man am Ambitus bis höchstens

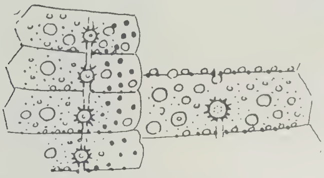


Abb. 13.
Ambulakral- und Interambulakralzone am Ambitus. Vergr. 5.

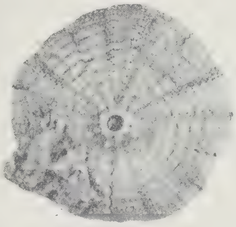


Abb. 14.
Exemplar in nat. Gr.

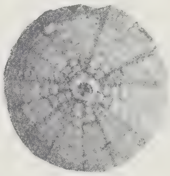


Abb. 15.
Exemplar in nat. Gr.

5 Sekundärwarzen, die in mehr oder weniger regulären Reihen auftreten. Die Zahl der Sekundärreihen vermindert sich gegen die untere Partie; oben giebt es nur noch zwei Kolonnen, die zu der Hauptkolonne parallel stehen.

Die interne Kolonne kann am Kontakt des Peristomes verschwinden. Die ambulakralen und die interambulakralen Suturalgruben sind immer sehr fein. Am Ambitus zählt man bis 8 von den letzteren.

An einem Exemplar von Java sind oben die horizontalen Nähte des Interambulakralfeldes glatt und vertieft. Es bildet sich eine Art länglicher, rhombusförmiger Vertiefung, die mit Körnern oder einer glatten Kante abgegrenzt ist. Diese Erscheinung wird nur zwischen dem Ambitus und dem Apex, wo die Schale ein wenig abgenutzt ist, beobachtet.

Bei den grossen Exemplaren ist die Verzierung weniger dicht als bei der vorgenannten Art; die Kolonnen der Hauptwarzen sind allein vorspringend. Die glatte Zone der interambulakralen Suturen kann sehr schmal sein oder sogar ganz verschwinden.

Familie Eoscutidae Lambert.

Echinocyamus cf. cribellum (de Meljere).

Fibularia cribellum, de Meijere 1904, p. 112; Rezent.
Echinocyamus cribellum, Lambert u. Thiéry 1914, p. 288.

1. Von Wai Sopi auf N. Mittel-Ceram (Coll. Tobler, 20, Basel) liegt mir ein sehr kleines Individuum vor, das sich mit der obengenannten Art am besten vergleichen lässt. Es misst 2.8 × 2.1 × 1.5 mm, ist also verhältnismässig etwas höher als der Typus. Das Stück ist eiförmig, oben sowie unten gerundet, hinten etwas breiter als vorne. Der Scheitel enthält die in die Qere gezogenen Pore des Madreporiten in der Mitte zwischen den vier Genitalporen. Das vordere Ambulakrum enthält beiderseits 2 Porenpaare, welche von 3 nicht verdoppelten Poren beiderseits gefolgt werden, welche den inneren Porenzonen angehören. Die äusseren Porenzonen enthalten also 2 Poren und weiter vom Scheitel entfernt nur noch kleine Grübchen, während in den inneren Porenzonen die Grübchen sich erst nach 5 Poren einstellen. Die vorderen seitlichen Petalen enthalten 1 Porenpaar und 3 einzelne Poren beiderseits, die hinteren 2 Porenpaare und 2 einzelne Poren.

Die Unterseite enthält die kreisrunde Mundöffnung und den rundlichen bis querovalen After, welcher etwa mitten zwischen dem Peristom und dem Hinterrande liegt.

Echinocyamus spec. indet. (Jeannet).

1. *Echinocyamus* sp. indet., Jeannet 1928, p. 465; Mittelaquitan; Borneo.

Abb. 16, 17, 18.
Exemplare in nat. Gr.

1. Aus dem Altmiozän (Mittelaquitan) W. von Kampong Pollan Padang, S. von Bintot, Tabalong, S.E. Borneo (Coll. Buxtorf, IVb, 16, Basel), liegen zahlreiche kleine Steinkerne einer *Echinocyamus*-Art vor (Abb. 16—18). Sie sind alle ein wenig misformt und die besten sind 5 bis 11 mm lang. Die Form ist elliptisch oder schwach oval, bisweilen auch schwach fünfseitig. Einige sind mehr oder weniger gewölbt, andere sind an der Oberseite abgeflacht.

Der zentral gelegene Apex weist fünf Genitalporen auf. Die Petalen sind kurz und breit, geöffnet; das unpaare ist schmäler und kürzer als die übrigen. Die Poren der Ambulakren sind kreisrund und zu schiefen Paaren conjugiert. Die Breite der Zone zwischen den Poren ist gleich derjenigen der Porenzone.

Das kreisrunde Peristom liegt zentral oder sehr wenig exzentrisch nach hinten. Es zeigt sich in den Steinkernen als ein fünfstrahliger Stern (Eindruck des Kauapparates). Das Periprokt liegt dem Peristom sehr nahe. Es ist kleiner als das letztere und in der Längsrichtung oval oder elliptisch.

Die ganze Oberfläche der sehr dünnen Schale ist mit kleinen Höfchenwarzen besetzt, welche besonders an der Unter- und Oberseite dicht gedrängt stehen.

Die Art scheint besonders mit *E. luciani* DE LORIOL aus dem Eozän von Aegypten verwandt zu sein.

Fibularia crispa (MAZZETTI) (DE MEIJERE emend.)

Echinocyamus crispus, DE MEIJERE 1904, p. 105; Rezent.
Fibularia crispa, LAMBERT u. THIÉRY 1914, p. 292.

1. Von fünf Fundorten aus Ceram (Coll. TOBLER, Basel) liegen mir insgesamt sechs sehr kleine Echiniden vor, welche ziemlich gut zu der Beschreibung von DE MEIJERE passen. Die Fundorte sind: 5. Wai Militaoewe, N. Mittel-Ceram; 20, 21. Wai Sopi, N. Mittel-Ceram; 147. Wai Saweloe, S.E. Ceram; 148. Wai Meloen, S.E. Ceram. Das grösste Stück (Nr. 147) misst 5.4 × 4.4 × 2.2 mm und ist von fünfseitiger Form mit besonders hinten deutlich ausgesprochenen Ecken. Die übrigen sind mehr oder weniger oval, meistens hinten breiter als vorne. Die Oberseite ist konkav, die Unterseite ausgesprochen konvex. Die vier Genitalporen lassen einige Exemplare deutlich erkennen. Die Petalen bestehen aus zwei ungefähr parallel verlaufenden Porenzonen mit je 3 bis 5 Porenpaaren. An der Unterseite befinden sich das fünfeckige Peristom und das meistens querelliptische, an den beiden Enden zugespitzte Periprokt. Nur bei dem Exemplar Nr. 147 ist das Periprokt fünfseitig.

Fibularia cf **scabra** (DE MEIJERE).

Echinocyamus scaber, DE MEIJEREE 1904, p. 108; Rezent.
Fibularia scabra, LAMBERT u. THIÉRY 1914, p. 292.

Abb. 19*a*.
Oberseite.
Vergr. 14.

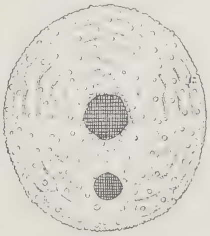


Abb. 19*b*.
Unterseite.
Vergr. 14.

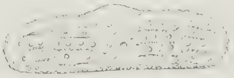


Abb. 19*c*.
Profil.
Vergr. 14.

1. Die Coll. TOBLER (147, Basel) enthält zehn winzige, zum Teil

zerbrochene Echinidenschalen von Wai Saweloe auf S.E. Ceram. Es kommt mir vor, dass sie der oben zitierten Art am nächsten stehen. Das grösste Stück misst 4.4 × 4.1 × 1.3 mm. Anstatt einer genauen Beschreibung möchte ich auf die ausgezeichneten Zeichnungen von Herrn REICHEL verweisen (Abb. 19).

Fibularia rhedeni JEANNET.

1. *Fibularia rhedeni*, JEANNET 1928, p. 465; Pliozän (!); Soembawa.

1. Aus dem Oligozän oder Miozän von der Westseite von Laboean Hadji auf P. Ngali, bei Soembawa (Samml. PANNEKOEK VAN RHEDEN, Nos. 85, 98, Basel), liegen acht Exemplare von wechselnder Form und Grösse vor (Abb. 20—23). Die Form ist mehr oder weniger abgerundet fünfseitig; die Maasse sind:

1.	Länge 16.0 mm,	Breite 14.8 mm,	Höhe 3.2 mm.
2.	14.7	12.4	3.7
3.	14.4	13.3	3.3
4.	12.0	11.5	3.0
5.	11.4	11.3	2.8
6.	10.1	9.1	2.4
7.	10.0	9.3	2.5
8.	8.0	6.5	1.9

Die Oberseite ist flach. Der Rand ist verdickt; eine zirkumpetale Einsenkung ist oft vorhanden. Das Scheitelschild (Abb. 23) liegt bisweilen ein wenig exzentrisch nach vorne oder nach hinten. Es ist verhältnismässig gross, viereckig, und enthält vier runde Genitalporen und fünf sehr kleine Ocellarporen. Die vorderen Genitalporen liegen dem Zentrum näher als die hinteren. Das Scheitelschild ist bedeckt mit kleinen scrobiculierten Warzen, ähnlich denen der Ambulakren, und unregelmässig verteilten Wasserporen. Die Petalen sind breit gewölbt, die hinteren etwas länger als die übrigen; sie sind offen, jedoch am Ende etwas eingeschnürt. Die Porenzonen sind schmal, die Poren kreisförmig bis schwach elliptisch, die äusseren etwas grösser als die inneren, und nicht konjugiert. Die Zwischenzone der Ambulakren ist etwa 3—4 mal so breit wie die Porenzonen. Sie ist bedeckt mit kleinen, nicht durchbohrten, kopflosen und von weiten Höfchen umgebenen und einigen nicht scrobulierten Warzen.

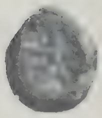


Abb. 20.
Oberseite.
Nat. Gr.

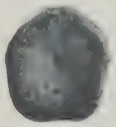


Abb. 21.
Unterseite.
Nat. Gr.

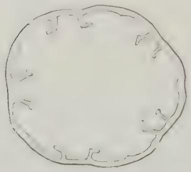


Abb. 22.
Warzen.
Vergr. 17.

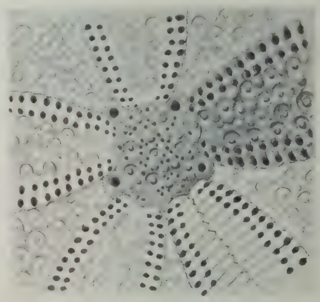


Abb. 23.
Scheitelschild.
Vergr. 9.

Die Unterseite ist leicht konkav. Das Peristom liegt in der Mitte der Einsenkung; es ist kreisrund und ziemlich gross. Es sind fünf gerade Ambulakralfurchen vorhanden, welche gegen den Rand hin verschwinden. Der After ist klein, rund bei den grösseren und elliptisch (in der Richtung der Schalenachse) bei den kleineren Exemplaren. Er liegt an der Unterseite auf einer kleinen Erhöhung und ist weniger als ¼ der Schalenlänge vom Rand entfernt.

Die Oberfläche der Schale ist besonders auf der Oberseite und auf den Rändern mit kleinen Warzen versehen; diese sind von unregelmässigen Höfchen umgeben, zwischen denen die Schalenoberfläche gehoben ist in der Form von runden bis länglichen, bisweilen miteinander verbundenen, hohen Warzen.

Im Inneren (Abb. 22) sind zehn kurze, radiale Wände zu beobachten. Sie sind paarweise angeordnet; die Wände je eines Paares divergieren nach innen zu. Jede radiale Wand trägt am inneren Ende eine kurze Querwand, und zwar sind bei den drei hinteren Paaren die Querwände jeweils den Ambulakren zugewendet, während sie bei den zwei vorderen Paaren alle nach vorne gerichtet sind.

Von *Sismondia javana*, mit der die Art einige Uebereinstimmung zeigt, unterscheidet sie sich durch die geringere Höhe, die nicht konjugierten Poren, den weiter nach hinten gerückten After und die vollkommen verschiedene Ausbildung der Wände im Inneren.

Sismondia javana Gerth.

1. *Sismondia javana*, Gerth 1922, p. 502; T. LXII, f. 4; Altmiozän; Java, G. Spolong.

2. Aus dem Altmiozän des G. Moenggang, bei dem Kampong Donoredjo im Westprogogebirge auf Java, liegen mir zehn ziemlich gut erhaltene Exemplare dieser Art vor (Amsterdam M 497) (Abb. 24 u. 25). Sie sind alle grösser als die von Gerth beschriebenen Exemplare (L 4202):

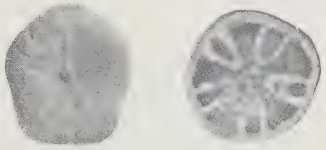


Abb. 24, 25.
Exemplare in nat. Gr.

	1.	Länge 19.9 mm,	Breite 18.1 mm,	Höhe 6.1 mm.
	2.	19.2	17.8	5.1
	3.	18.8	16.7	4.8
	4.	18.1	17.4	
	5.	17.0	15.9	4.7
	6.	15.9	14.8	4.1
	7.	15.3	14.3	4.3
	8.	15.1	13.9	4.1
	9.	14.4	13.9	4.4
	10.	14.4	13.1	3.9
L 4202	1.	13.4	11.9	3.8
	2.	10.5	9.3	3.4

Die Maassverhältnisse sind also wohl wie bei den Originalen, die absolute Grösse ist jedoch verschieden. Die Form der Stücke ist mehr

oder weniger abgerundet fünfseitig. Es finden sich Formen wie die von GERTH abgebildeten neben solchen, welche ausgesprochen fünfseitig sind (Abb. 24). Die Ambulakren sind schlank und erstrecken sich meistens etwas weiter als bei L 4202. Die Oberseite ist entweder flach bis schwach konvex, wie bei L 4202, oder mehr oder weniger eingedrückt (konkav). Im Inneren lässt sich bei dem GERTH'schen und den hier beschriebenen Stücken genau die gleiche Struktur erkennen (Abb. 25). Dieselbe besteht aus fünf Paaren radial verlaufender Wänden, welche an einem zentralen Ring absetzen. Die Wände je eines Paares sind im Zentrum vereinigt und bilden dadurch eine U- bis V-förmige Figur.

Familie Clypeastridae HAIME.

Clypeaster (Stolonoclypeus) humilis (LESKE) A. AGASSIZ emend.

1. *Clypeaster latus*, HERKLOTS 1854, p. 6; pl. II, f. 1; Miozän; Java, Tjidamar.
2. *Clypeaster tumescens*, HERKLOTS 1854, p. 7; pl. II, f. 2; Miozän; Java, Tjidamar.
Clypeaster humilis, A. AGASSIZ 1873, p. 100, 510; Rezent.
1. *Clypeaster humilis*, K. MARTIN 1880, p. 4.
2. *Echinanthus testudinarius*, K. MARTIN 1880, p. 4.
Clypeaster (Stolonoclypeus) humilis, LAMBERT u. THIÉRY 1914, p. 301.
1, *3.* *Clypeaster rosaceus*, GERTH 1922, p. 504; (3) Jungmiozän; Java, Tji Seureuhe Tji Tjoeroeg.
2. *Stolonoclypeus testudinarius*, WANNER 1931, p. 454.

1, 2, 3. Die mir vorliegenden, von HERKLOTS und GERTH beschriebenen Exemplare und eine weitere Anzahl bis jetzt noch nicht bestimmter Stücke von denselben Fundorten wie Nr. 3, sind von mir mit dem rezenten Material des Rijksmuseums van Natuurlijke Historie in Leiden verglichen worden. Im allgemeinen zeigen die fossilen Stücke dieselben Variationen wie die rezenten. Das Material lässt drei Typen unterscheiden, die aber *nicht* als selbständige Varietäten aufzufassen sind:

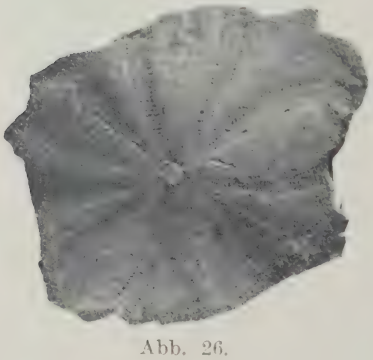


Abb. 26.
Ansicht von oben.
Nat. Gr.

1. Typus. Petalen lang im Verhältnis zu ihrer Breite und am Ende ziemlich plötzlich abgeschlossen (L 4207, 4209, 4211).

2. Typus. Petalen verhältnismässig breiter als bei dem 1. Typus und am Ende sich gleichmässig verschmälernd (L 4208 (Nr. 1), 4210, 4212, 4345).

3. Typus. Wie der 2. Typus, jedoch mit stark gehobener Scheitelregion (L 4218 (Nr. 2), 4342). Das Exemplar L 4218 (Abb. 26) wurde von K. MARTIN als *Echinanthus testudinarius* gedeutet, wohl auf Grund einiger fälschlich als solche bestimmter und seitdem anders benannter Stücke im Rijksmuseum van Natuurlijke Historie in Leiden. Die flache Unterseite, die geschlossenen Petalen (die Zeichnung

bei Herklots giebt diese vollkommen falsch wieder), das Weitergehen der Porenzonen bis unmittelbar an die dicht beisammenstehenden Genitalporen, alle diese Merkmale deuten auf *Clypeaster humilis* hin.

Zu dieser Art sind weiter noch einige nicht vollständig erhaltene Exemplare zu rechnen, und zwar auf Grund ihrer Unterseite (L 4213) oder ihres inneren Baues (L 4214, 4215). Von weiteren Bruchstücken (L 4216, 4344, 4347, 4350) ist nicht mit Sicherkeit zu sagen, zu welcher Art sie gehören; da sie aber von dem gleichen Fundort stammen wie die vorhergehenden Stücke, ist ihre Zugehörigkeit zu *C. humilis* wahrscheinlich.

4. Aus dem Miozän von Tjigoegoer in Tjidamar, Java (Samml. Mijnwezen, Bl. 32 C, No. 55) liegt ein am Rande zerbrochenes Exemplar vor, das unserem 3. Typus entspricht.

5. Zu der gleichen Art gehört wahrscheinlich auch ein Bruchstück aus der Sammlung Jochim (L 22038), auf dem ein Ambulakralblatt erhalten ist.

Clypeaster (stolonoclypeus) cf. **humilis** (Leske).

1. *Clypeaster* spec., Gerth 1922, p. 504; T. LXII, f. 10; Altmiozän; Java, G. Spolong.

1, *2.* Zwei jugendliche Exemplare, das eine aus dem Altmiozön des G. Spobong im Westprogogebirge auf Java (L 22020, Coll. Martin-Icke), das andere aus dem Jungmiozän von Podjok in Kediri (Java) (L 4315, Coll. Junghuhn), können nicht mit Sicherkeit in eine bestimmte Art eingereiht werden. Ihre Zugehörigkeit zu *C. humilis* ist jedoch wahrscheinlich. Das erste Stück, von dem Gerth bemerkt: „Bei den *Clypeaster*-Arten von fünfeckigem Umriss liegt sonst eine Ecke stets vorne in der Verlängerung des unpaaren Ambulakrums, hier dagegen hinten'', zeigt einige Uebereinstimmung mit *Echinanthus productus* Gray (1855, p. 6, pl. 1, f. 4), der hinten sogar noch mehr zugespitzt ist als *Clypeaster* spec. Gerth, vorne aber weniger abgerundet und zudem schmäler. Von A. Agassiz (1873, p. 100) wird dieser *Echinanthus productus* zu *Clypeaster humilis* gestellt.

Clypeaster spec. *a*.

1. Aus den Jungmiozän von Tji Sande in Cheribon, Java (Samml. Mijnwezen, Bl. II A, 80) liegen mir ein linkes vorderes und ein linkes hinteres Interambulakrum mit den angrenzenden Teilen der Ambulakren eines sehr grossen *Clypeaster* vor, nebst dem Bruckstück eines zweiten Exemplars derselben Art. Während das grösste mir vorliegende fossile Exemplar von *Clypeaster humilis* (L 4207) etwa 12 × 12 cm misst, muss die Länge der vorliegenden Schale wenigstens 14 cm, bei einer Breite von etwa 12½ cm, betragen haben. Die Höhe ist etwa 1½ cm. Die vordere Petale misst etwa 5¾ cm, die linke vordere etwa 4¼ cm, die linke hintere etwa 4¾ cm. Bei dem eben erwähnten *C. humilis* sind diese Maasse bezw. 4.0, 3.8 und 3.7 cm. Die groesste Breite der Petalen liegt etwa auf ihrer Mitte; sie beträgt bei der vorderen unpaaren Petale 23, bei der linken hinteren Petale 22 mm. Bei dem grossen *C. humilis* sind alle Petalen 16 mm breit. Die grösste Breite der Porenzonen ist 4½ mm,

gegen $3\frac{1}{2}$ mm bei dem grössten *C. humilis*. Die Form der vorliegenden Art ist langgezogen fünfseitig mit schwach eingebuchteten Seiten.

Clypeaster spec. *b*.

1. Aus dem Mittelpliozän des Hügellandes N. von Ploso bei Modjokerto (Samml. Mijnwezen, Bl. 110 A, 89) liegt mir ein einziges Ambulakralblatt vor, geschlossen, dicht mit Tuberkeln besetzt. Die Länge ist 40 mm, die grösste Breite 20 mm, die grösste Breite der Porenzonen 5 mm; letztere werden am Ende allmählich schmäler. Zwischen zwei Porenpaaren finden sich bis sechs Tuberkeln. Zugehörigkeit zu *C. humilis* ist nicht wahrscheinlich.

Clypeaster (Rhapidoclypeus) reticulatus (LINNÉ) (LESKE emend.).

Clypeaster scutiformis A. AGASSIZ 1873, p. 101, 512; Rezent.

1. *Clypeaster rosaceus* var. *crassilimbata*, V. STAFF u. RECK 1911, p. 44; Mittelpliozän, Java, Trinil.

a. *Lagenum multiforme* var. *tayabum*, PRATT u. SMITH 1913, p. 325; pl. II, f. 3; Unterpliozän; Philippinen.

Clypeaster (Rhaphidoclypeus) reticulatus, LAMBERT u. THIÉRY 1914, p. 301.

a. *Clypeaster* spec. *b*, DICKERSON 1922, p. 213; pl. 13, f. 4; Unterpliozän; Philippinen.

a. *Clypeaster* cf. *scutiformis*, ISRAELSKY 1933, p. 302.

1. Das mir vorliegende, von v. STAFF und RECK als eine neue Varietät von *C. rosaceus* beschriebene Exemplar aus der Berliner Sammlung gehört bestimmt nicht zu dieser Art, sondern ist ein Vertreter der Art *C. reticulatus*. Es misst 35 × 30 mm. (b:1 0.86).

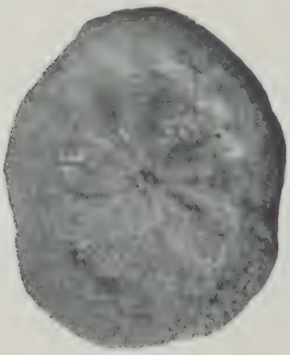


Abb. 27.
Exemplar von oben.
Nat. Gr.

2. Aus dem Altmiozän des Zuidergebergte S. von Malang, Unterecke Soemberasin, Java (Coll. SCHRÖTER, Zürich) liegt mir ein gut erhaltenes Exemplar dieser Art vor. Es misst $40\frac{1}{2} \times 33$ mm (b:1 0.81), ist $11\frac{1}{2}$ mm hoch und stimmt sehr gut mit der von AGASSIZ gegebenen Abbildung überein.

3. Ein drittes Exemplar dieser Art entstammt dem Jungmiozän von Tji Sande in Cheribon (Samml. Mijnwezen, Bl. II A, 80). Es misst 32 × 26 mm (b:1 0.81) und ist 9 mm hoch.

?4. Aus dem jungmiozänen Kalksteingebiet von Tji Sande in Cheribon (Samml. BOSCH, Mijnwezen) liegen mir zwei Exemplare von *C. reticulatus* vor, welche in einigen Punkten abweichen. Ihre Maasse sind:

1.	Länge 45 mm,	Breite 38 mm	(b:1 0.84),	Höhe $9\frac{1}{2}$ mm.
2.	$31\frac{1}{2}$	$26\frac{1}{2}$	0.84	7 (etwas zerdrückt)

Das grösste der beiden Stücke (Abb. 27) ist ausgesprochen fünfseitig mit schwach eingebuchteten Seiten und abgeflachten Ecken; das

kleinere ist abgerundet fünfseitig. Der Rand ist etwas dünner als bei dem typischen *C. reticulatus*. Die Mittelpartie ist kegelförmig erhaben. Der After, welcher bei dem typischen *C. reticulatus* 3—5 mm vom Rand entfernt ist, liegt bei dieser Varietät dem Rand sehr nahe. Schliesslich besteht auch ein Unterschied in der Form der Petalen. Bei der vorliegenden Abart sind diese breiter als beim Typus; dazu erreichen sie ihre grösste Breite erst sehr nahe ihrem distalen Ende.

Clypeaster blumenthali Jeannet.

1. *Clypeaster blumenthali,* Jeannet 1928, p. 465; Pliozän; Java, Tremboel.

1. Aus dem Pliozän (Tremboelschichten) von Tremboel bei Bandoeng, E. von Koendoeran in Rembang (Coll. Blumenthal Nr. 32 c,

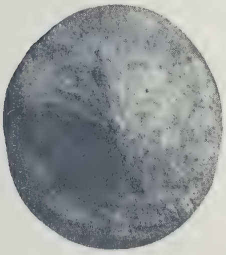


Abb. 28*a*.
Ansicht von oben.
Nat. Gr.

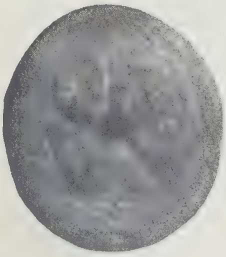


Abb. 28*b*.
Ansicht von unten.
Nat. Gr.

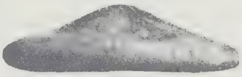


Abb. 28*c*.
Profil.
Nat. Gr.

Basel) liegt mir ein kleines, ein wenig laganidenförmiges Stück vor von 34 mm Länge, 30½ mm Breite und 9 mm Höhe (Abb. 28). Die Form ist oval, sehr schwach fünfseitig, hinten breiter gerundet als vorne. Der Rand ist besonders vorne und seitlich stark verdickt.

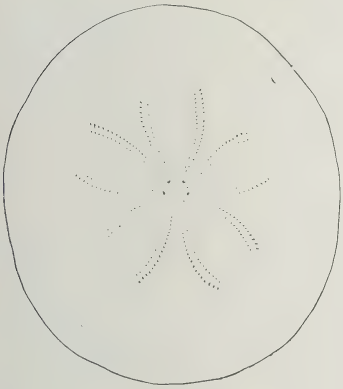


Abb. 28*d*.
Floscelle.
Vergr. 1.5.

Die Scheitelregion ist kegelförmig erhaben, der Apex liegt zentral. Die Petalen sind nicht erhaben, alle etwa gleich breit, die hinteren etwas länger als die übrigen. Sie sind am Ende weit geöffnet; die Porenzonen einer Petale stehen weit voneinander ab und nähern sich nur ein wenig am Ende. Die Länge der Petalen beträgt $^1/_2$ bis $^2/_3$ des Abstandes vom Scheitel zum Rande. Die Porenzonen sind sehr schwach erhaben. Die Poren sind klein, rundlich, von einer sehr schmalen und tiefen Furche zu schiefen Paaren verbunden. Ausser in den hinteren Petalen sind sie an ihrem Ende schmäler als in der Mitte. Die Zahl der Poren in einer Reihe beträgt 23 bis 25. Die Zonen zwischen den Poren sind 3 bis

4-mal so breit wie eine Porenzone; jede Platte trägt 1 bis 2, selten 3 Hauptwarzen.

Die Interambulakren sind in der Nähe des Scheitels sehr schmal. Sie tragen hier nur 2 Reihen von Warzen.

Der Scheitel ist kreisförmig, knopfartig erhaben, und enthält 5 Genital- und 5 Ocellarporen. Seine Oberfläche ist rauh und unregelmässig mit Wasserporen bedeckt.

Die Schalenoberfläche ist ganz mit weit auseinander stehenden Warzen versehen; letztere sind von tiefen Höfchen umgeben und tragen einen fein durchbohrten Warzenkopf. In der Nähe des Apex, am Rande und um das Peristom stehen sie etwas dichter gedrängt.

Die Oralseite ist konkav. Das zentral in einem seichten Infundibulum gelegene Peristom ist ziemlich gross, schwach elliptisch, 3 mm breit und 2½ mm lang. Die Warzen sind in der Nähe des Peristoms etwas kleiner als sonst. Es sind 5 gerade Ambulakralfurchen vorhanden. Der After liegt sehr nahe dem Hinterrand. Er ist sehr schwach elliptisch quer zur Längsrichtung der Schale und hat etwa 2 mm Durchmesser.

Die vorliegende Art unterscheidet sich von allen anderen, sehr zahlreichen Formen von *Clypeaster* durch seine sehr weit geöffneten Petalen, wodurch die Interambulakren stark reduziert sind. *C. destinatus* R. Koehler und *C. annandalei* R. Koehler aus dem Indischen Ozean haben weit geöffnete unpaare vordere Petalen. A. Agassiz (1873, pl. XIII, f. 16) hat einen jungen *C. subdepressus* (Gray) abgebildet, bei dem sämtliche Petalen geöffnet sind, wenn auch nicht so weit wie bei unserer Art. Uebrigens unterscheidet sich diese Art auch noch durch seine breitere, mehr fünfseitige Form, seine weniger konkave Unterseite und sein fünfseitiges Peristom. Auch bei dem von Gray (1855, p. 5; pl. I, fig. 2) als *Echinanthus australiae* aus Asien beschriebenen *C. ambigenus* Lamk. (siehe Lambert 1914, p. 10) sind alle Petalen geöffnet; sie sind jedoch am Ende immerhin weniger geöffnet als bei der javanischen Art. Dazu ist diese Art grösser und vollkommen fünfseitig.

2. In Leiden (L 22005, Coll. Kampmeinert) befindet sich ein vollkommen gleiches, aber grösseres Stück aus Rembang, Java. Es misst 47 × 42½ mm und ist 14 mm hoch. Bedeutende Unterschiede gegenüber dem Typus der Art sind nicht wahrzunehmen.

Clypeaster brevipetalus nov. spec. (R. Martin).

1. *Clypeaster rosaceus* (pars), V. Staff u. Reck 1911, p. 43; Mittelpliozän; Java, Trinil.

1. Dieser *Clypeaster* aus der Berliner Sammlung (Abb. 29) ist weit flacher und dünner als *C. humilis* und unterscheidet sich weiter durch die geringe Länge seiner Petalen. Die Form ist oval, die Maasse sind 85 × 76 mm. Die Schale ist sehr schwach konvex; der Apex erhebt sich nur 6 mm über den Rand. Der Schalenrand ist dünner als bei irgendeiner *Clypeastriden*-Art, und am besten zu vergleichen mit dem Rand eines *Scutelliden*. Die Petalen sind geschlossen; das unpaare vordere Petal ist am längsten (22 mm), dann folgen die beiden hinteren

(20—21 mm), die beiden paarigen vorderen sind die kürzesten (18—19 mm). Die Petalen sind spindelförmig; ihre grösste Breite erreichen sie kurz vorbei der Mitte. Die Porenzonen verbreitern sich allmählig nach aussen zu, werden aber am Ende der Petalen sehr bald schmäler. Der Apex liegt sehr wenig exzentrisch nach vorn verschoben. Die fünf Genitalporen sind gut entwickelt; die fünf Ocellarporen sind etwa halb so gross. Die Primärtuberkel sind gleichmässig über die Schale verteilt. Zwischen den Furchen, welche die Poren eines Porenpaares verbinden, finden sich bis fünf Primärtuberkel. In den Ambulakralfeldern nahe dem Apex stehen die Tuberkel dichter gedrängt als auf dem übrigen Teil der Schale.

Es war leider nicht möglich die Aktinalseite blosszulegen.

Abb. 29.
Ansicht von oben.
Nat. Gr.

Clypeaster cf. **malumbangensis** Israelsky.

1. *Clypeaster rosaceus* (pars), v. Staff u. Reck 1911, p. 43; Mittelpliozän; Java, Trinil.

a. *Clypeaster malumbangensis*, Israelsky 1933, p. 301; pl. 1, f. 1; Unterpliozän; Philippinen.

1. Sowie die vorgehende Art unterscheidet sich auch dieses Exemplar aus der Berliner Sammlung (Abb. 30) durch seine Flachheit. Dazu kommt die abweichende Form, die zwar fünfeckig ist, jedoch so stark abgerundet an den Ecken, dass sie sich einem Kreise nähert. Die Breite ist 67 mm, die Länge wird etwas über 70 mm betragen haben. Die Schale ist schwach konvex, der Apex erhebt sich 12 mm über den Rand. Die Dicke ist halbwegs der Mitte 4 mm. Der Schalenrand ist dünner als bei den meisten *Clypeastriden*, aber nicht so dünn wie bei *C. brevipetalus*. Die Ambulakralblätter sind geschlossen; das unpaarige vorderste misst 21 mm, ein hinteres 20 mm, ein paariger, vorderes 19 mm. Sie sind spindelförmig und erreichen ihre grösste Breite kurz

vorbei der Mitte. Die Porenzonen verbreitern sich nach aussen zu allmählig, und nur die allerletzten Porenpaare stehen wieder etwas dichter aufeinander. In einiger Entfernung von der Mitte berühren sich die Ambulakralfelder; zwischen dieser Stelle und dem Zentrum fehlen die Porenzonen. Die Genital- und Ocellarporen sind deutlich zu erkennen und scheinen in Grösse nur wenig verschieden zu sein. Die Primärtuberkel sind gleichmässig über die Schale verteilt, nur in den Ambulakralfeldern stehen sie etwas dichter gedrängt. Zwischen den Furchen, welche die Poren eines Porenpaares verbinden, finden sich bis zu fünf Tuberkel. An der Unterseite stehen die Primärtuberkel weit auseinander.

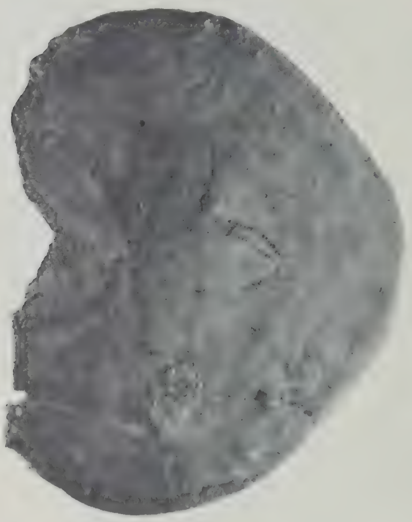


Abb. 30. Exemplar in nat. Gr.

Von der Aktinalseite konnte nur wenig blossgelegt werden, das Peristom u. a. nicht. Der After liegt 6 mm vom Rand entfernt.

Der typischen Form nach ist unser Exemplar sehr gut zu vergleichen mit *Clypeaster malumbangensis* Isr.. Letzterer ist aber bei gleicher Höhe (12 mm) bedeutend grösser (102 × 112 mm); seine Petalen sind verhältnismässig kürzer (24.2 und 23.5 mm) und erreichen ihre grösste Breite weiter vom Apex als bei unserem Exemplar der Fall ist. Variationen gleicher Art sind jedoch oben von *C. humilis* beschrieben worden, weshalb die Zugehörigkeit des Stückes von Trinil zur philippinischen Art wahrscheinlich erscheint.

Familie Laganidae Duncan.

Lambert u. Thiéry (1914, p. 310; 1925, p. 580) unterscheiden in dieser Familie sieben Gattungen:

A. *Echinodiscinae.* Ohne Ambulakralfurchen an der Oralseite.
   1. *Echinodiscus.* Mit vier Genitalporen innerhalb des Apikalfeldes.
   2. *Peronella.* Mit vier Genitalporen ausserhalb des Apikalfeldes.
   3. *Lambertiella.*

B. *Rumphinae.* Oralseite mit Ambulakralfurchen um das Peristom.
   4. *Merriamaster.* Vier Genitalporen. Petalen offen, Apex exzentrisch.
   5. *Rumphia.* Vier Genitalporen. Petalen geschlossen, Apex zentral.
   6. *Jacksonaster.* Fünf Genitalporen. Afteröffnung rund.
   7. *Laganum.* Fünf Genitalporen. Afteröffnung länglich.

Nach meiner Ansicht dürfte das Vorhandensein von Ambulakralfurchen bei *Rumphia* nicht genügen, um diese Gattung von *Echinodiscus*

zu trennen. Bei keiner der von LAMBERT u. THIÉRY unter *Rumphia* angeführten Arten sind die Ambulakralfurchen wirklich gut ausgeprägt. Dazu kommt, dass *Echinodiscus meijerei* LAMBERT u. THIÉRY = *Echinodiscus lesueuri* (VAL.) (DE MEIJERE) „wenig ausgebildete'' (also nicht „keine'') Ambulakralfurchen hat (DE MEIJERE 1904, p. 122), und in dem unten zu beschreibenden Material aus dem Pliozän von Ostjava sich bisweilen Exemplare mit Ambulakralfurchen finden, die dennoch ausgesprochen zu *E. lesueuri* gehören. Es scheint mir daher besser, die Unterverteilung von LAMBERT u. THIÉRY in zwei Tribus fallen zu lassen und die Genera *Echinodiscus* und *Rumphia* zu einer Gattung zu vereinigen.

LAMBERT u. THIÉRY gebrauchen den Gattungsnamen *Peronella* GRAY 1855 wieder in seiner ursprünglichen Bezeichnung, obgleich bereits A. AGASSIZ (1873, p. 520) darauf hingewiesen hatte, dass die Stellung der Genitalporen ausserhalb des Apikalfeldes nicht zur Geschlechtsunterscheidung dienen kann. Auch DE MEIJERE (1904, p. 116) nennt verschiedene Uebergänge zwischen *„Peronella'' peronii* und *P. putnami* einerseits und *Laganum conchatum* und *Echinodiscus orbicularis* andererseits. LAMBERT u. THIÉRY (1925, p. 581—582) können selbst so schwer die beiden Gattungen unterscheiden, dass sie *E. pellucidus* (DÖD.) und *E. rubrus* (DÖD.) sowohl unter *Peronella* als unter *Rumphia* anführen. Die Gattung *Peronella* wäre deshalb besser mit *Echinodiscus* zu vereinigen.

Die Lage und Form des Afters sind maassgebend bei der Unterscheidung der Gattungen *Lambertiella* und *Laganum*. Diese Merkmale scheinen mir von ebensowenig Bedeutung wie das der Ambulakralfurchen.

Mit DE MEIJERE (1904, p. 131) bin ich der Meinung, dass in erster Linie die Zahl der Genitalporen zur generischen Trennung in Betracht kommt, obgleich in vereinzelten Fällen die 5. Genitalpore bei Arten, welche gewöhnlich deren 4 besitzen, noch wieder als individuelle Variation vorhanden sein mag. Zu gleicher Zeit deutet DE MEIJERE (1904, p. 113) auf die Bedeutung der Miliarstacheln für die Artbestimmung hin, und es scheint mir angebracht, dieses Merkmal für die Unterverteilung der Familie in Gattungen zu benutzen. Bei fossilen Exemplaren ist die Unterscheidung der so gebildeten Gattungen auch nicht schwierig, weil die Form des Gehäuses und die Ausbildung der Wände im Inneren ebenfalls zur generischen Trennung zu verwenden sind. Auf Grund all dieser Merkmale möchte ich unterscheiden:

A. Apex zentral:

1. Miliarstacheln mit sich nach oben hin mehr oder weniger plötzlich erweiternden Rippen.

   a. Laganum. Fünf Genitalporen. Form vorherrschend fünfseitig. Deutliche Ambulakralfurchen. Nur wenige konzentrische Verbindungswände im Inneren dicht am Rande. *L. bonani* KLEIN, *L. multiforme* K. MART., *L. conchatum* (MAC CLELLAND) (= *depressum* LESS.), *L. tumidum* DUNC. u. SLAD., *L. dickersoni* ISR.

b. *Echinodiscus* (inkl. *Rumphia, Peronella, ? Lambertiella*). Vier Genitalporen. Form vorherrschend zehnseitig. Keine oder undeutliche Ambulakralfurchen. Mehrere konzentrische und verzweigte, nach innen vorspringende Verbindungswände im Inneren. *E. orbicularis* LESKE, *E. angulosus* (HERKL.), *E. lesueuri* (VAL.), *E. minutus* (DE MEIJ.), *E. analis* (DE MEIJ.), *E. pellucidus* (DÖD.), *E. aequipetalus*[1]) (ISR.), *E. ragayanus* (ISR.).

2. Miliarstacheln mit sich nach oben hin ganz allmählig erweiternden, fast parallelen Rippen:
Jacksonaster. Fünf Genitalporen. Form vorherrschend zehnseitig. Verbindungswände wie bei *Echinodiscus*. *J. decagonus* (DE BLAINV.), *J. conicus* (DE MEIJ.), *J. solidus* (DE MEIJ.), *J. fudsiyama* (DÖD.).

B. Apex exzentrisch:
Merriamaster. Vier Genitalporen.

Laganum multiforme K. MARTIN.

1. *Laganum multiforme*, K. MARTIN 1880, p. 3; fig. 2; Jungmiozän; Java, Podjok.
2. *Laganum multiforme*, K. MARTIN 1881, p. 115; Altmiozän; Java, G. Kelier. Jungmiozän; Java, Wirosari.
1, 2. *Laganum depressum* (pars), v. STAFF u. RECK 1911, p. 42.
1, 2. *Laganum multiforme*, K. MARTIN 1918, p. 54, 111.
1, 2, *3.* *Laganum depressum*, GERTH 1922, p. 503; (3) Pliozän; Java, Waled.

1. In Leiden (4321) befindet sich noch ein Exemplar aus der Sammlung JUNGHUHN, aus dem Jungmiozän von Podjok in Kediri.

4. Ein zweites Exemplar (L 22018) aus der Coll. M. SCHMIDT stammt vom Fluss Kabasian auf Ost-Borneo.

5. Aus dem Jungmiozän von Tji Sande in Cheribon (Coll. BOSCH, Mijnwezen) liegt mir ebenfalls noch ein kleines Exemplar vor.

Von VON STAFF u. RECK (1911) und später von GERTH (1922) wurde diese Art zu *L. conchatum* gezogen, von welchem sie sich nur durch ihre geringere Grösse unterscheiden soll. Bei dem Vergleich der fossilen Exemplare mit den rezenten Formen kam ich jedoch zum Schluss, dass *L. multiforme* mit *L. conchatum* nichts gemein hat, hingegen fast völlig übereinstimmt mit dem rezenten *L. bonani* KLEIN.

Abb. 31.
Exemplar in nat. Gr.

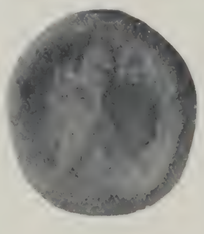


Abb. 32.
Exemplar in nat. Gr.

L. conchatum ist flacher als *L. bonani* und besitzt keinen angeschwollenen Rand, also ebensowenig eine zirkumpetale Ein-

[1]) „*equaepetala*", wie Frl. ISRAELSKY schreibt, muss auf einen Fehler der Umschreibung beruhen.

senkung. Der Peristomalstern ist bei *L. conchatum* deutlich entwickelt, während man keine Spur desselben bei *L. bonani* findet. Die Petalen von *L. conchatum* sind kürzer als die von *L. bonani*. Der Abstand des Afters vom Hinterrande ist deutlich verschieden. Bei *L. conchatum* schwankt dieser von 0.13 bis 0.21 der Länge (Höchstzahl bei *0.19*) (gemessen an fossilen Exemplaren von Trinil), bei rezenten *L. bonani* von 0.22 bis 0.29 (*0.25*).

L. multiforme schliesst sich in all diesen Unterschiedsmerkmalen vollkommen dem *L. bonani* an. Nur der Anusabstand ist geringer, und zwar 0.16 bis 0.23 (*0.20*) der Länge. Die Maasse sind auch bedeutend kleiner als bei *L. bonani*; das grösste Stück misst 28.5 × 26 mm (L 4217), während *L. bonani* bis 46 × 44 mm gross wird. Das Verhältnis Breite: Länge (b:l) ist bei *L. bonani* 0.83—1.00 (*0.93*), bei *L. multiforme* 0.85—0.94 (*0.91*), und zwar fand sich bei 51 Exemplaren die untenstehende Verteilung:

b:1	0.85	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.93	0.94
Zahl	3	3	3	6	6	9	*10*	6	4	1

Die Variabilität von *L. multiforme* wurde schon von K. MARTIN hervorgeheben ,der ihm deswegen seinen Namen gab. Diese Variabilität ist aber die eines *L. bonani* und nicht die eines *L. conchatum*. Es finden sich als Extreme fünfeckige Formen mit seichten intrapetalen Einbuchtungen (Abb. 31) und rundlich ovale Formen ohne deutliche Ecken (Abb. 32).

Laganum conchatum (MAC CLELLAND).

Laganum depressum, A. AGASSIZ 1873, p. 138, 518; Rezent.
1. *Laganum multiforme*, K. MARTIN 1900, p. 141; Jungmiozän; Madoera.
Laganum depressum, DE MEIJERE 1904, p. 114; Rezent.
2. *Laganum depressum* (pars), v. STAFF u. RECK 1911, p. 42; Mittelpliozän; Java, Trinil.
3. *Cassidulidae*, spec. ind., v. STAFF u. RECK 1911, p. 44; Mittelpliozän; Java, Trinil.
Jacksonaster conchatus, LAMBERT u. THIÉRY 1914, p. 313.
4. *Laganum (Peronella) decagonale* (pars), GERTH 1922, p. 504; Mittelpliozän; Java, Trinil.

2, 4. VON STAFF u. RECK waren die ersten, die diese Art fossil im Indischen Archipel nachwiesen. Die 60 von der Trinil-Expedition 1907 gesammelten Exemplare standen mir aus der Sammlung des Museums in Berlin zu einer Neubearbeitung zur Verfügung. Es waren 44 Stücke zu Messungen verwendbar. Hierzu gesellen sich zwei Stücke aus der Sammlung des Mijnwezen, die in der Nähe von Trinil gesammelt wurden (Bl. 93 B, 250, 254), und 9 Exemplare aus der Sammlung Delft (KA 2194—2202) (*Laganum decagonale* GERTH, non BLAINV.).

Die Form ist fünfeckig, die Ecken (insbesonders die zwei hinteren) sind aber flach, sodass Uebergänge zu der zehneckigen Form von *Echinodiscus lesueuri* und *Jacksonaster decagonus* vorliegen. Dennoch sind letztere Arten durch die kürzeren und geschlossenen Petalen und weitere Merkmale deutlich von *L. conchatum* verschieden. Die Länge liegt meistens zwischen 35 und 50 mm; das grösste Exemplar misst

64 × 57 mm. Das Verhältnis der Breite zur Länge unterliegt einer viel grösseren Variabilität als bei *Echinodiscus lesueuri* und *Jacksonaster decagonus*; es fand sich bei 55 Exemplaren:

b:l	0.82	0.83	0.84	0.85	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90
Zahl	3	1	3	4	2	3	6	*10*	5
b:l	0.91	0.92	0.93	0.94	0.95	0.96			
Zahl	7	4	3	1	1	1			

also ein Verhältnis von 0.82—0.96 (*0.89*). Zwei extreme Formen sind abgebildet in Abb. 33 und 34.

Abb. 33.
Exemplar in nat. Gr.

Abb. 34.
Exemplar in nat. Gr.

Während also das Verhältnis Breite : Länge ungefähr um das gleiche Mittel schwankt wie bei *Echinodiscus lesueuri*, ist der Abstand des Afters vom Rande ungefähr wie bei *Jacksonaster decagonus*, nämlich 0.16 bis 0.21 (*0.19*) der Länge; bei einem Exemplar fand er sich als 0.13. Die Petalen sind länger als bei den zwei letzteren Arten, besonders die seitlichen Petalen nähern sich viel mehr dem Rande. Weiter sind sie nicht geschlossen und ist der Abstand zwischen zwei Poren eines Porenpaares etwa doppelt so gross.

3. Ein nur teilweise erhaltener flacher, dünnrandiger Steinkern (Berlin, Sammlung Trinil-Expedition) von 36 mm Länge, dessen Breite 40 mm betragen haben muss, erweist sich durch die Form der Petalen als ein *Lagnide*. Die Petalen erreichen 17 mm Länge; ihre grösste Breite beträgt 4½ mm. Die beiden Porenreihen an einem Ambulakralrande liegen etwas über 1 mm auseinander; in der Längsachse der Petalen stehen noch zwei ½ mm auseinander liegende gerade Reihen von Eindrücken, die von von Staff u. Reck fälschlich ebenfalls als Porenreihen gedeutet wurden. Auf der Unterseite findet man in den Ambulakren gleichartige Linien; zwischen diesen stehen die Eindrücke der Auriculae, deren Spitze 5 mm vom Zentrum entfernt ist. Von Staff u. Reck deuteten letztere als die Phyllodien einer Floscelle (daher die Zuteilung zu den *Cassidulidae*), was aber schon wegen ihrer Stellung

in den Interambulakren unmöglich ist. Das Stück zeigt auch Eindrücke von Verbindungswänden im Inneren nahe dem Rand.

Die Länge der Petalen und die flache Form weisen auf *L. conchatum* hin. Bei dem Vergleich mit dem Inneren der Schale eines rezenten Vertreters dieser Art stellte sich heraus, dass alle oben genannten Merkmale in gleicher Weise und in gleichem Ausmaass darin vorhanden sind.

1. Aus der Sammlung SCHNEIDER (L 4222) liegen mir zwei Exemplare aus dem Jungmiozän des G. Tegiring bei Sapoeloe auf Madoera vor. Das eine misst 26.5 × 23.5 mm und ist ziemlich dünn und flach, wie es auch einige Stücke von Trinil sind. Das andere ist 34 mm lang und nur zum Teil erhalten; es zeigt einen ziemlich stark angeschwollenen Rand, jedoch keine zirkumpetale Einsenkung.

5. Im Leidener Museum (18035) befinden sich zwei rezente Exemplare aus der Sammlung DE GROOT sowie ein ganzes und vier zerbrochene Stücke aus der Sammlung VERBEEK (L 22022) aus dem Quartär der Insel Billiton. Die letztgenannten wurden gefunden etwa 1½ km. NE. vom Kongsiehaus der Mine Nr. 1 Meranti im Distrikt Linggang.

6. Die Sammlungen COSIJN (L 22104, 22136) (Fundorte 68, 75) und Mijnwezen (Bl. 110 A, 98) enthalten vier Exemplare aus dem Mittelpliozän des Kendenggebirges N. von Modjokerto. Sie sind von normaler Ausbildung; ein Stück der Sammlung COSIJN (L 22104) zeigt einen verdickten Rand, jedoch keine zirkumpetale Einsenkung.

Nicht zu *Laganum conchatum* gehören die als solche angeführten Exemplare von *L. multiforme* (1, 2, 3), *L. boschi* (1), *Echinodiscus angulosus* (1, 2), *E. lesueuri* (1, 2) und *Jacksonaster decagonus* (1).

Laganum boschi nov. spec. (R. MARTIN).

1. *Laganum depressum* (pars), v. STAFF u. RECK 1911, p. 42; Mittelpliozän; Java, Trinil.

1, *2.* Eine der vielen von der Trinil-Expedition 1907 bei Pengkol

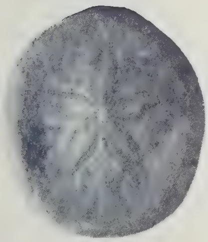


Abb. 35.
Exemplar in nat. Gr.
Oberseite.

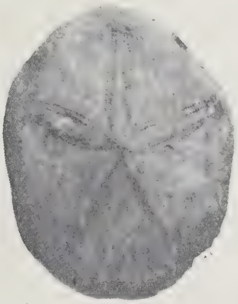


Abb. 36*a*.
Exemplar in nat. Gr.
Oberseite.

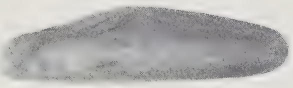


Abb. 36*b*.
Exemplar in nat. Gr.
Profil.

unfern Trinil gesammelten Laganiden (Sammlung Berlin) unterscheidet sich von den übrigen durch eine zirkumpetale Einsenkung, durch welche sie *L. multiforme* ähnlich sieht; in anderen Merkmalen steht sie aber

L. conchatum nahe (Abb. 35). 13 weitere Exemplare dieser Art erhielt ich aus dem jungmiozänen Kalksteingebiet von Tji Sande in Cheribon (Sammlung Mijnwezen) (Abb. 36). Ich nenne die neue Art nach Herrn A. D. H. Bosch aus Bandoeng (Java), dem verdienstvollen Sammler dieser und vieler anderer Echiniden aus der Sammlung des Mijnwezen.

Die Stücke sind länglich fünfeckig bis fast oval. Das Verhältnis b:l schwankt zwischen 0.74 und 0.88. Die Länge beträgt 27—40 mm, die Breite 22—32 mm. Sämtliche Exemplare haben einen stark verdickten Rand (ähnlich *L. bonani*), die meisten zeigen ausserdem noch eine zirkumpetale Einsenkung. Im Gegensatz zu *L. bonani* und *L. multiforme* erhebt sich der Apex oft noch erheblich über den Rand; die Höhe beträgt 5—9½ mm. Im Zusammenhang hiermit ist die Unterseite in der Regel mehr oder weniger konkav.

Die Zahl der Genitalporen ist fünf. Die Petalen sind schmal und lang, etwa wie bei *L. conchatum*; sie sind weniger bauchig und kürzer als diejenigen von *L. bonani* und *L. multiforme*. Am Ende sind sie deutlich geöffnet.

Die Ambulakralfurchen sind nicht oder schwach ausgebildet. Der Anus ist oval, seine Längsrichtung steht senkrecht zur Längsachse der Schale. Der Abstand an:l betragt 0.12—0.23 (*0.17*).

? 3. Ein kleines Exemplar von Java aus der Sammlung Jochim (L 22029) gehört vielleicht auch zu dieser Art. Es misst 21 × 19 mm (b:l 0.90) und ist 5½ mm hoch. Die Unterseite ist konkav, der Apex stark erhaben. Der Rand ist verdickt, jedoch ohne zirkumpetale Einsenkung. Das Verhältnis an:l ist 0.19. Die Petalen sind schlank, geöffnet und ziemlich lang. Ambulakralfurchen und Genitalporen sind nicht zu erkennen.

Echinodiscus lesueuri (Valenciennes).

1. *Laganum tenuatum*, Herklots 1854, p. 9; pl. I, f. 7; Jungmiozän; Java, E. Djampang Koelon.
Peronella decagonalis (pars), A. Agassiz 1873, p. 148, 520; Rezent.
a. *Peronella decagonalis*, Woods 1877, p. 126; ? Unterpliozän; Neuguinea.
1. *? Peronella decagonalis*, K. Martin 1880, p. 4.
Laganum lesueuri, de Meijere 1904, p. 122; Rezent.
1, *2.* *Laganum depressum* (pars), v. Staff u. Reck 1911, p. 42; (3) Mittelpliozän; Java, Trinil.
3. *Peronella decagonum* var., v. Staff u. Reck 1911, p. 43; Mittelpliozän; Java, Trinil.
1. *Echinodiscus tenuatus*, Lambert u. Thiéry 1914, p. 312.
Echinodiscus meijerei, Lambert u. Thiéry 1914, p. 312.
Rumphia lesueuri, Lambert u. Thiéry 1914, p. 313.
1. *Laganum lesueuri* (pars), Gerth 1922, p. 503.
4. *Laganum* (*Peronella*) *decagonale* (pars), Gerth 1922, p. 504; Mittelpliozän; Java, Trinil.
b. *Clypeaster* spec. *a*, Dickerson 1922, p. 213; pl. 13, f. 3; Unterpliozän; Philippinen.
b. *Peronella* sp., Fausting 1928, p. 124.
5. *Jacksonaster* sp. indet., Jeannet 1928, p. 465; Pliozän; Java, Tremboel.
6. *Rumphia lesueuri*, Jeannet 1928, p. 465; Pliozän; Soembawa.
1. *Echinodiscus tenuatus*, Wanner 1931, p. 454.
4. *Jacksonaster decagonalis*, Wanner 1931, p. 454.
b. *Peronella merrilli*, Israelsky 1933, p. 304; pl. 2, f. 17—19; Unterpliozän; Philippinen.

Seit A. AGASSIZ (1873) die Arten *Echinodiscus lesueuri* und *Jacksonaster decagonus* zu einer Art, *Peronella decagonalis*, zusammenzog, haben Zoologen und Paläontologen lange Zeit hindurch Exemplare von *Echinodiscus lesueuri* als *Peronella decagonalis* beschrieben, bis schliesslich DE MEIJERE (1904) dieser Verwirrung eine Grenze stellte, indem er die beiden Arten wieder schied. Inwieweit aber die als *Peronella decagonalis* beschriebenen Fossilien zu *Echinodiscus lesueuri* gehörten, war bisher noch nicht endgültig festgestellt. Zu diesem Zwecke wurden sämtliche bis jetzt aus dem Indischen Archipel fossil bekannten „*Peronella decagonalis*'' mit dem rezenten Material des Zoologischen Museums in Amsterdam verglichen. Die Exemplare, welche nach dieser Vergleichung sich herausstellten als zu *Echinodiscus lesueuri* zu gehören, sind oben verzeichnet und werden weiter unten ausführlich behandelt.

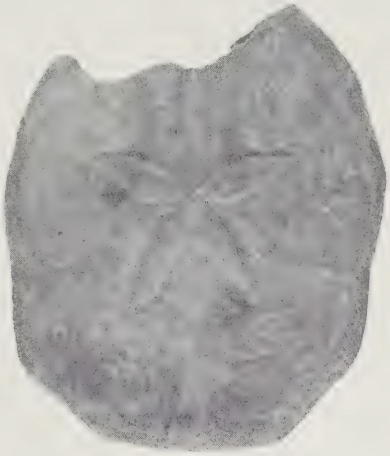


Abb. 37.
Exemplar in
Nat. Gr.

Als wichtigste Unterschiedsmerkmale zwischen *Echinodiscus lesueuri* und *Jacksonaster decagonus* sind zu betrachten:

a. Die Form des *E. lesueuri* ist in der Regel oval, mit einer seichten Einbuchtung an jeder Seite des Afters; *J. decagonus* ist rund oder abgerundet zehneckig, mit meistens fünf, mehr oder weniger tiefen, den Interambulakren entsprechenden Einbuchtungen.

b. Das Verhältnis Breite : Länge steht in direktem Zusammenhang mit der Form. Bei 30 rezenten Exemplaren [1]) wurde gefunden:

b:1	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.93	0.94
Zahl	1	1	0	3	3	3	8
b:1	0.95	0.96	0.97	0.98	0.99	1.00	1.01
Zahl	4	2	3	0	1	0	1

Bei fossilen Individuen fanden sich niedrigere Verhältniszahlen, und zwar:

b:1	0.80	0.81	0.82	0.83	0.84	0.85	0.86	0.87	0.88
Plistozän u. Oberpliozän									1
Mittelpliozän	1	0	0	0	0	1	1	4	1
Jungmiozän									

---

[1]) Es wurden sowohl von *E. lesueuri* als von *J. decagonus* nur Exemplare von mehr als 30 mm Durchmesser gemessen. Eine Aenderung des Verhältnisses b : 1 mit dem Alter (d.h. mit der Zunahme der Länge) wurde bei keiner der beiden Arten gefunden.

b:l	0.89	0.90	0.91	0.92	0.93	0.94	0.95	0.96	0.97
Plistozän u. Oberpliozän	0	0	0	0	*2*	0	2	0	1
Mittelpliozän	0	0	1	0	0	0	0	1	
Jungmiozän								*1*	

Wenn auch die Zahl der messbaren fossilen Stücke sehr gering ist, so scheint man doch aus den obigen Zahlen den Schluss ziehen zu dürfen, dass die Form von *Echinodiscus lesueuri* im Laufe der Zeiten geringen Aenderungen unterlegen gewesen ist:

Rezent (Siboga-Expedition)	30 Ex.	0.88—1.01 (*0.94*)
Plistozän und Oberpliozän (N. von Modjokerto)	6 Ex.	0.88—0.97 (*0.93*)
Mittelpliozän Trinil und N. von Modjokerto)	8 Ex.	0.80—0.96 (*0.87*)
Jungmiozän (Djampang Koelon)......	1 Ex.	0.96

Mit der rundlichen Form des *J. decagonus* geht eine grössere Verhältniszahl und eine geringere Variabilität zusammen; es fand sich hier bei rezenten Individuen ein Verhältnis von 0.92—1.03 (*1.00*), bei fossilen von N. von Modjokerto 0.95—1.02, von Tjilanang 1.03—1.05.

c. Die Grösse des *E. lesueuri* kann diejenige des *J. decagonus* beträchtlich übertreffen. Die meisten rezenten *E. lesueuri* sind 50—55 mm lang, die maximalen Maasse sind aber 85 × 81 mm [1]). Die Länge von *J. decagonus* ist in der Regel etwas geringer, 45—50 mm; die grössten Individuen messen 56 × 56 mm. Die Maasse fossiler Exemplare verhalten sich in ähnlicher Weise: der grösste *E. lesueuri* von N. von Modjokerto misst 74.5 × 65 mm, der grösste *J. decagonus* von daselbst 55.5 × 55.5 mm.

d. Der Abstand des Afters vom Hinterrande (oder von der Verbindungslinie der am weitesten nach hinten ausspringenden Teile, falls das hintere Ambulakrum eingebuchtet ist) ist im Verhältnis zur Länge (an:l) bei *E. lesueuri* doppelt so klein als bei *J. decagonus*. Bei 25 rezenten *E. lesueuri* [2]) fand sich:

an:l	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.10	0.11
Zahl	1	0	3	4	7	5	4	1

[1]) Die grössten Stücke der Gier-Expedition (Zoologisches Museum zu Amsterdam) und die drei grössten, welche A. AGASSIZ (1873, p. 521) erwähnt, messen fast alle über 100 mm. Es erscheint mir fraglich, ob diese nicht einer anderen Art angehören, die sich durch ihre Grösse, die besondere Wölbung des Scheitels und den fast parallelen Verlauf der Porenzonen ihrer Ambulakralblätter von *E. lesueuri* unterscheiden dürfte.

[2]) Die beiden Stücke, welche von der Siboga-Expedition an den Stationen 123 und 125 gesammelt wurden, sind nicht in Betracht gezogen, weil sie nach meiner Ansicht nicht zu *E. lesueuri* gehören. Ihre Länge beträgt 47.5 bezw. 47 mm, ihre Form ist pentagonal bezw. oval, das Verhältnis b: 1 ist für beide 0.93 (also wie bei *E. lesueuri*), an : 1 aber 0.26 bezw. 0.24 (also selbst für *J. decagonus* viel zu hoch); die Länge der vorderen Petalen bei beiden 0.21 (also ähnlich *J. decagonus*); auf die abweichende Form der Stacheln wurde von DE MEIJERE (1904, p. 123) ausführlich hingewiesen. Die von ihm (p. 124) angeführten Uebergänge zu *E. lesueuri* genügen nach meiner Ansicht nicht, um eine Verbindung mit dieser Art zu rechtfertigen.

Bei fossilen Exemplaren wurden etwas höhere Zahlen gefunden, nämlich:

an:1	0.07	0.08	0.09	0.10	0.11	0.12	0.13
Oberpliozän Plistozän u.	2	1	*2*	1			
Mittelpliozän		1	*4*	2	1	0	1
Jungmiozän							*1*

Bei *J. decagonus* ist an:1 bei rezenten Individuen 0.11—0.21 (*0.16*), bei fossilen von N. von Modjokerto 0.18—0.20 (*0.19*).

e. Die Länge der vorderen unpaaren Petalen schwankt bei dem rezenten *E. lesueuri* zwischen 0.25 und 0.30 der Länge; bei fossilen Exemplaren besteht das gleiche Verhältnis. Die meisten rezenten *J. decagonus* zeigen ein Verhältnis von 0.20—0.25; nur bei jungen Individuen ist dasselbe grösser (bis 0.31), bei fossilen ebenso (0.24—0.32).

f. Die Ambulakralfurchen auf der Aktinalseite sind bei *E. lesueuri* sehr wenig entwickelt, bei *J. decagonus* aber sind sie bis zur Hälfte des Abstands zum Rande beträchtlich vertieft.

Es liegen also jetzt folgende fossile *Echinodiscus lesueuri* vor:

1. Ein halb erwachsenes Exemplar aus dem Jungmiozän von E. Djampang Koelon (*Laganum tenuatum* Herklots) (L 4224). Maasse: 33.5 × 32 mm. Rand flach, Scheitel schwach erhaben, vier Genitalporen.
2. Ein erwachsenes Individuum aus dem Mittelpliozän von Trinil (*Laganum depressum* (pars) v. Staff u. Reck, non Less.) (Berlin). Ein typischer *S. lesueuri* von 59.5 × 50 mm, mit schwach verdicktem Rande und etwas kegelförmig erhabener Scheitelregion, der sich durch seine Form, Abstand des Afters (an:1 0.11), Form und Länge der Petalen deutlich von den zahllosen *Laganum conchatum,* mit denen er zusammen gefunden wurde, unterscheiden lässt.
3. Ein erwachsenes Exemplar aus dem Mittelpliozän von Trinil (*Peronella decagonum* var. v. Staff u. Reck) (Berlin). Dieses Stück (Abb. 37), das leider nicht ganz erhalten ist, muss ± 62 mm lang gewesen sein; die Breite ist 49½ mm, das Verhältnis b:1 also sehr niedrig, um 0.80. Ein Grund zu der Aufstellung einer neuen Varietät scheint mir dies aber nicht zu sein, zumal das Stück in allen anderen Merkmalen völlig mit einem typischen *E. lesueuri* übereinstimmt. Etwas verdickter Rand, kegelförmig erhabener Scheitel, vier Genitalporen, kurze, geschlossene Petalen, untiefe Ambulakralfurchen, an:1 0.09.
4. Zwei erwachsene Exemplare aus dem Mittelpliozän von Trinil (*Laganum decogonale* Gerth, non Blainv.) (Delft K.A. 2193 und 2203) von 58½ × 50 und 47½ × 41½ mm, das letzte mit etwas verdicktem Rand und vier deutlichen Genitalporen. Wie Nr. 3 deutlich von *Laganum conchatum* zu unterscheiden.
5. Ein 35.4 mm langes, 33.1 mm breites Exemplar aus dem Pliozän („Tremboelschichten'') von Tremboel, bei Bandoeng, E. von Koen-

doeran, Java (Coll. Blumenthal, No. 32f, Basel) b:l 0.94, an:l 0.14. Da die Ambulakralfurchen auf der Unterseite ausserdem nur eshr schwach ausgeprägt sind, dürfte das Stück wohl zu *E. lesueuri* gehören.

6. Ein zerbrochenes, 55 mm breites Exemplar aus dem Pliozän oder Plistozän von Gili Kalong B, Taliwang, Soembawa (Coll. Pannekoek van Rheden, 13, 22 (5371), Basel). Vier Genitalporen am Apex; Ambulakralfurchen nur in der Nähe des Peristoms schwach ausgebildet.

7. Ein Exemplar aus dem Quartär von Billiton (L 18038, Coll. de Groot).

8. Zehn erwachsene, vier halberwachsene und vier junge Exemplare und zahllose Bruchstücke (Abb. 38) aus dem Mittel- und Jungpliozän und

Abb. 38*a*.
Exemplar in
nat. Gr.
Oberseite.

Abb. 38*b*.
Exemplar in
nat. Gr.
Unterseite.

Plistozän N. von Modjokerto (L 22107—22134, Coll. Cosijn, Fundorte 27, 29, 68, 82, 109, 111—113, 117, 123, 125, 126, 130, 131, 134, 138; Coll. Mijnwezen, Bl. 110 A, 89; Bl. 110 B, 178, 182, 183, 185, 186, ? 189, 190; Bl. 116 A, 218, 220, 229, 232, 233, 237). Die ganzen, erwachsenen Stücke messen 50.5 × 46 bis 74.5 × 65 mm. Der Rand ist mehr oder wenig angeschwollen, sodass öfters eine geringe zirkumpetale Einsenkung entsteht. In der Mitte ist die Schale etwas kegelförmig erhaben; oft ist der apikale Teil der Ambulakren aufgebläht, sodass der Scheitel noch etwas weiter gehoben wird. Mehr als vier Genitalporen wurden nicht beobachtet. Ein Exemplar von 56 × 53 mm (Mijnwezen), dessen Form, vier Genitalporen, an:l 0.09 und b:l 0.95 auf *E. lesueuri* hinweisen, hat merkwürdigerweise ziemlich gut entwickelte Ambulakralfurchen. Unter den Bruch-

stücken finden sich Teile sowohl kleinerer als grösserer Individuen; eines (L 22113) scheint zu einem ± 85 mm langen Exemplar gehört zu haben, andere müssen von 30—40 mm langen Individuen herrühren. Die jugendlichen Exemplare zeigen völlige Uebereinstimmung mit rezenten jungen *E. lesueuri*. Wie Nr. 1 zeigen sie einen schwach angeschwollenen Rand, eine kegelförmig erhabene Scheitelpartie und eine schwach konkave Unterseite. Die Maasse sind 20 × 18.5, 19.5 × 16.5, 15 × 14 (Mijnwezen) und 9 × 8 mm. (L.)

Nicht zu *E. lesueuri* gehören die als solche angeführten *Echinodiscus angulosus* (1, 2), *Jacksonaster decagonus* (1) und *J. herklotsi* (2).

Echinodiscus angulosus (HERKLOTS).

1. *Laganum rotundum*, HERKLOTS 1854, p. 7; pl. I, f. 8; Jungmiozän; Java, Tjidaoen.
2. *Laganum angulosum*, HERKLOTS 1854, p. 8; pl. II, f. 4; Jungmiozän; Java, Tjidaoen.
1. *Laganum orbiculare*, var. *rotundum*, DESOR 1858, p. 228.
1, 2. *Peronella decagonalis* (pars), K. MARTIN 1880, p. 3.
1, 2. *Laganum depressum* (pars), v. STAFF u. RECK 1911, p. 42.
2. *Echinodiscus angulosus*, LAMBERT u. THIÉRY 1914, p. 311.
1. *Echinodiscus rotundus*, LAMBERT u. THIÉRY 1914, p. 311.
1, 2. *Laganum lesueuri* (pars), GERTH 1922, p. 503.
1, 2. *Rumphia lesueuri* (pars), WANNER 1931, p. 454.

1, 2. Die beiden vorliegenden Stücke aus dem Jungmiozän von Tjidaoen (L 4227 bezw. 4225) unterscheiden sich von *Jacksonaster decagonus,* mit dem sie übrigens in ihrem Umriss vollkommen übereinstimmen, durch das Fehlen der 5. Genitalpore. *Jacksonaster herklotsi* zeigt eine ähnliche kegelförmige Gestalt, ist aber länger und besitzt ausserdem 5 Genitalporen. *Echinodiscus orbicularis* LESKE kommt der vorliegenden Art wohl am nächsten. Bei unseren Exemplaren ist aber der Rand entweder nicht oder nur wenig angeschwollen. Weiter liegt bei *E. orbicularis* der Anus dem Rande weit näher als bei *E. angulosus.*

Die Form ist rundlich zehnseitig. Die Maasse sind:

L 4227	Länge 23.0 mm,	Breite 22.5 mm	(b:l 0.98),	Höhe 5.3 mm.
L 4225	25.2	25.2	1.00	± 4.7

Die Form ist konisch mit nicht oder schwach verdicktem Rand; die Unterseite ist schwach konkav. Ambulakralfurchen sind nicht wahrzunehmen (die Zeichnung bei HERKLOTS giebt dies falsch wieder). Der After liegt bei L 4227 auf 4.2 mm Abstand vom Hinterrande entfernt (an:l 0.18).

? Echinodiscus spec.

1. Aus dem Altmiozän des Zuidergebergte S. von Malang auf Java (Sammlung SCHRÖTER, Zürich) liegen drei Exemplare vor, die auf den ersten Blick durch ihren dicken Rand an *Laganum* erinnern. Sie besitzen jedoch nur vier Genitalporen. Zu *Sismondia* gehören sie ebensowenig, weil im Inneren die fünf Paare radialer Wände je einen, die des hinteren Paares sogar je zwei Ansätze von konzentrischen Wänden aufweisen,

welche länger sind als bei manchem *Laganum*. Für *Echinodiscus* besitzen die Stücke jedoch wieder zu wenig Wände im Inneren.

Der Apex liegt ausgesprochen exzentrisch nach vorn. Die Petalen sind am Ende fast geschlossen und enthalten sehr viele, dicht aufeinanderstehende, konjugierte Poren. Ihre Form ist etwa blattförmig, wie bei den andern *Echinodiscus*-Arten. Der After liegt auf der flachen Unterseite, etwas hinter der Mitte zwischen dem Peristom und dem Hinterrand. Ambulakralfurchen fehlen.

Jacksonaster decagonus (DE BLAINVILLE).

1. *Scutella decagona*, HERKLOTS 1854, p. 9; pl. I, f. 6; Jungmiozän; Java, Tjilanang.
1. *Rumphia decagona*, DESOR 1858, p. 229.
Peronella decagonalis (pars), A. AGASSIZ 1873, p. 148, 520; Rezent.
1. *Peronella decagonalis* (pars), K. MARTIN 1880, p. 3.
Laganum (Peronella) decagonale, DE MEIJERE 1904, p. 117; Rezent.
1. *Laganum depressum* (pars), v. STAFF u. RECK 1911, p. 42.
Jacksonaster decagonalis, LAMBERT u. THIÉRY 1914, p. 313.
1. *Laganum lesueuri* (pars), GERTH 1922, p. 503.
1. *Rumphia lesueuri* (pars), WANNER 1931, p. 454.
a. *Laganum* cf. *decagonale*, ISRAELSKY 1933, p. 304; pl. 1, f. 5; Unterpliozän; Philippinen.

Wegen der Verwirrung der die Arten *J. decagonus* und *Echinodiscus lesueuri* öfters unterliegen, wurden im Zoologischen Museum in Amsterdam fast alle rezenten *J. decagonus* der Siboga-Expedition einer Untersuchung unterzogen, um auszumachen, welche fossilen Exemplare wirklich zu *J. decagonus* und welche zu *E. lesueuri* gehören. Die Unterschiedsmerkmale zwischen den beiden Arten, wie sie diese Untersuchung ergab, findet man bei *E. lesueuri* aufgezählt.

J. decagonus ist abgerundet zehneckig, mit bei den rezenten Formen meistens fünf seichten, den Interambulakren entsprechenden Einbuchtungen. Bei den mir vorliegenden fossilen Exemplaren fehlen diese Einbuchtungen ganz, sowie es auch der Fall ist bei jüngeren rezenten Exemplaren. Breite und Länge sind bei *J. decagonus* fast gleich; das Verhältnis b : l fand sich auf 123 rezenten Exemplaren in folgender Weise verteilt:

b : l	0.92	0.93	0.94	0.95	0.96	0.97
Zahl	1	0	0	2	3	9
b : l	0.98	0.99	1.00	1.01	1.02	1.03
Zahl	20	21	*38*	16	10	3

Bei fossilen Individuen ist das Verhältnis ungefähr das Gleiche:

b :l	0.95	0.96	0.97	0.98	0.99	1.00
N. v. Modjokerto	1	1	1	2	0	*3*
Tjilanang						
b :l	1.01	1.02	1.03	1.04	1.05	
N. v. Modjokerto	0	1				
Tjilanang			1	0	1	

Der Abstand des Afters vom Hinterrande (an : l) ist folgenderweise verteilt:

an : l	0.11	0.12	0.13	0.14	0.15	0.16
Rezent	2	2	7	12	21	*38*
N. v. Modjokerto						
an : l	0.17	0.18	0.19	0.20	0.21	
Rezent	21	15	2	2	1	
N. v. Modjokerto		3	*3*	2		

Der Artname *decagonus* (DE BLAINVILLE 1834) scheint mir besser zu sein als der Name *decagonalis* (DE BLAINVILLE 1827), weil das als letzterer beschriebene Exemplar nur vier Genitalporen zeigt und somit nicht als ein typischer Vertreter der Art betrachtet werden kann.

Es sind folgende Exemplare als fossile Vertreter dieser Art zu betrachten:

1. Zwei halb erwachsene Exemplare aus dem Jungmiozän van Tjilanang (*Scutella decagona* HERKLOTS) (L 4223), von 33 × 34 bezw. 42 × 44 mm. Es sind typische Vertreter von *J. decagonus,* mit schwach erhabener Apikalseite und flachem Rand.

2. Zwei schlecht erhaltene Bruchstücke aus dem Jungmiozän von E. Djampang Koelon (L 4226, Samml. JUNGHUHN) gehören auch wohl zu dieser Art. Sie sind ungefähr 30 bezw. 35 mm lang.

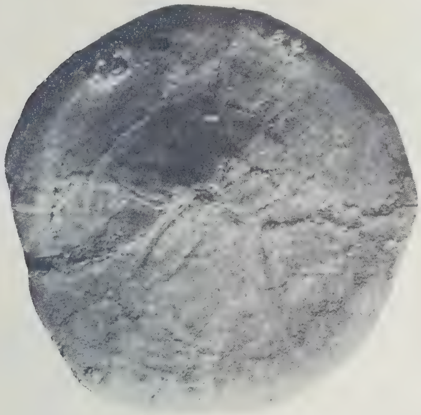


Abb. 39*a*.
Exemplar in nat. Gr. Oberseite.

Abb. 39*b*.
Exemplar in nat. Gr. Unterseite.

3. Aus dem Mittel- und Jungpliozän und Plistozän N. von Modjokerto liegen mir neun vollständige Exemplare (Abb. 39) und einige Bruchstücke vor (L 22102—22103, Coll. COSIJN, Fundorte 27, 68; Coll. Mijnwezen, Bl. 110 B, 182, 189, 190). Die Grösse der erwachsenen Exemplare beträgt 39½ × 38 bis 55½ × 55½ mm, zwei kleinere (Mijnwezen) messen 36½ × 36½ und 29½ × 30 mm. Sie sind als typische Vertreter

von *J. decagonus* zu betrachten und sind deutlich von den *Echinodiscus lesueuri* der gleichen Fundorte zu unterscheiden. Der Rand ist öfters angeschwollen, sodass bisweilen eine zirkumpetale Einsenkung entsteht. Die Scheitelregion ist einigermaassen kegelförmig erhaben; eine Aufblähung des apikalen Teiles der Petalen wie bei *Echinodiscus lesueuri* ist nur selten zu beobachten.

Nicht zu *J. decagonus* gehören die als solche angeführten *Laganum conchatum* (3), *Echinodiscus angulosus* (1, 2) und *E. lesueuri* (1, 3, 4).

Jacksonaster herklotzi nov. spec. (JEANNET).

1. *Laganum orbiculare*, HERKLOTS 1854, p. 8; pl. II, f. 3; Jungmiozän; Java, Tjidaoen.
1. *Peronella orbicularis*, K. MARTIN 1880, p. 4.
2. *Laganum lesueuri* (pars), GERTH 1922, p. 503; Jungmiozän; Java, Wirosari.
1. *Laganum* spec. indet., GERTH 1922, p. 504.
3. ? *Jacksonaster* sp., JEANNET 1928, p. 465; Pliozän; Java, Tremboel.

3. Von der neuen Art liegen 7, zum Teil zerbrochene Exemplare vor aus dem Pliozän („Tremboelschichten") von Tremboel, bei Bandoeng, E. von Koendoeran, Java (Coll. BLUMENTHAL, No. 32g, Basel). Die Stücke (Abb. 40) sind verhältnismässig klein und von wechselnder Form.

Abb. 40*a*. Oberseite. Nat. Gr.

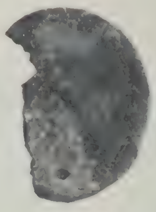


Abb. 40*b*. Unterseite. Nat. Gr.

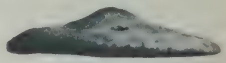


Abb. 40*c*. Profil. Nat. Gr.

Ihr Umriss ist oval bis subelliptisch, länger als breit, oft ein wenig eckig und bisweilen vorne oder hinten sehr schwach zugespitzt. Die best erhaltenen Stücke haben

1.	26.9 mm Länge,	(24) mm Breite	(b:l ± 0.89),	6.2 mm Höhe.
2.	21.2	19.7	0.93	6.0
3.	19.5	17.9	0.92	5.0

Die Oberseite ist konvex konisch. Der Rand ist mehr oder weniger verdickt, und zwar vorne mehr als hinten. Eine zirkumpetale Einsenkung ist nur bei kleinen Exemplaren mehr oder weniger deutlich vorhanden. Der Apikalapparat (Abb. 41) liegt etwas exzentrisch nach vorne und ist nicht scharf begrenzt. Er enthält fünf Oeellarporen. Seine Oberfläche ist besetzt mit unregelmässigen Granulationen und einigen zerstreuten scrobiculierten Warzen. Die Petalen sind etwa gleich lang (bis 30 % der Schalenlänge), lanzettförmig, am Ende zugespitzt und ein

wenig geöffnet. Die zu schrägen Paaren konjugierten Ambulakralporen sind klein und von elliptischer Form; die inneren sind kleiner als die äusseren. In der Nähe des Scheitels bemerkt man ferner noch kleine, wohl oder nicht zu Paaren vereinigte Poren, welche der einen oder beiden Porenreihen parallel verlaufen.

Die Unterseite ist konkav, mit schwach nach vorne gerücktem Peristom von fünfseitiger Form. Ambulakralfurchen sind nicht oder nur sehr schwach entwickelt. Die Afteröffnung ist kreisförmig bis schwach elliptisch und ziemlich gross. Das Verhältnis an : l ist 0.14—0.19.

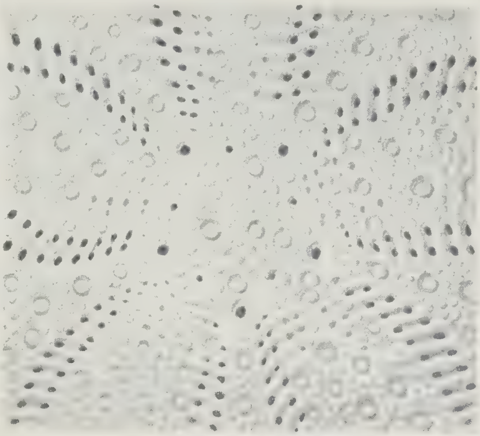


Abb. 41.
Apicalapparat.
Vergr. 6.

Die Schalenoberfläche ist bedeckt mit kleinen scrobiculierten Warzen, welche nahe dem Rande dichter aufeinander stehen als auf der weiteren Schale. Der Raum zwischen den Warzen wird von einer feinen Granulation eingenommen.

1. Das von Herklots beschriebene, sehr schlecht erhaltene Exemplar von „*Laganum orbiculare*" (non Leske) aus dem Jungmiozän von Tjidaoen (L 4228) entspricht seiner Form nach vollkommen der oben beschriebenen Art. Es misst 24.0 × 22.0 mm (b : l 0.92) und ist 5.4 mm hoch; an : l ist 0.13.

2. Ein von Gerth als *Laganum lesueuri* beschriebenes Exemplar aus dem Jungmiozän von Wirosari in Semarang (L 4206) schliesst sich ebenfalls vollkommen an die vorliegende Art an. Es misst 21.0 × 29.9 mm und ist von rundlich-ovaler Form (b : l 0.95). Der Rand ist etwas angeschwollen, der Scheitel schwach erhaben.

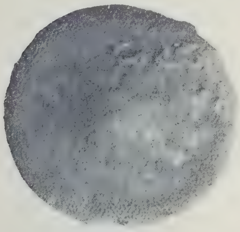


Abb. 42.
Exemplar.
Nat. Gr.

4. Ein gut erhaltenes und ein fragliches Exemplar (Abb. 42) liegen noch vor aus Rembang, Java (L 22006, Coll. Kampmeinert). Das erste misst 30.2 × 28.3 mm (b : l 0.93) und ist 8.5 mm hoch. Es ist daher das grösste Exemplar, das von dieser Art bekannt ist.

? *5.* Ein einigermaassen fragliches, weil zerbrochenes und nicht gut aus dem Gestein herauszupraeparierendes Exemplar liegt noch vor von der Insel Nias (Coll. Schröder, L 22012).

Familie Echinarachnidae LAMBERT.

Echinarachnius placenta (LINNÉ).

Arachnoides placenta, A. AGASSIZ 1873, p. 90, 530; Rezent.
1. *Arachnoides placenta*, K. MARTIN 1885, p. 286; Quartär; Java, Batavia.
Echinarachnius placenta, LAMBERT u. THIÉRY 1914, p. 315.

2. Ein vollständiges Exemplar liegt vor aus dem Quartär der Insel Billiton (L 18036, Coll. DE GROOT).

3. Eine Anzahl Bruchstücke aus der Sammlung COSIJN (L 22058—22061, Fundorte 117, 130, 131, 134) stammt aus dem Oberpliozän des Hügellandes nördlich von Modjokerto; ein schönes aber nicht vollständiges kleines Exemplar (L 22135) fand sich im Mittelpliozän nahe Simo, daselbst (Fundort 68).

4. In der Sammlung JOCHIM (L 22030) befinden sich ein vollständiges Exemplar und zwei Bruchstücke dieser Art.

Familie Scutellidae GRAY (Dendrastridae LAMBERT).

Scutella spec. *a*.

1. Zwei aufeinander geklebte Steinkerne (Abb. 43) aus dem Mittelpliozän W. von Ploso auf Java (Sammlung Mijnwezen, Bl. 110 A, 81) müssen nach der Form und Stellung der Wände im Inneren, nach der Form der Petalen usw. zu *Scutella* gehören, sind aber dennoch von der

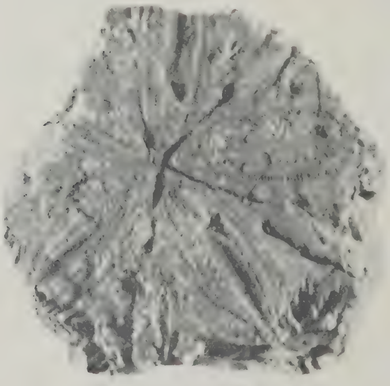


Abb. 43.
Exemplar.
Nat. Gr.

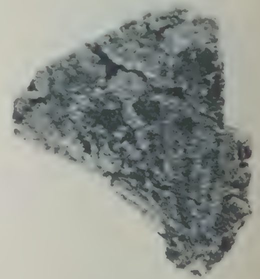


Abb. 44.
Fragment, von oben.
Nat. Gr.

lebenden Art *S. mirabilis* (BARNARD) zu sehr verschieden, um bei dieser eingeteilt zu werden. Der Durchmesser muss wenigstens 6 cm betragen

haben. Die Petalen sind am Ende geschlossen; sie erreichen eine Länge von 25 mm. Ihre grösste Breite (9 mm) liegt auf etwa ¾ der Länge vom Zentrum entfernt. Die Porenzonen liegen ziemlich weit auseinander. Am Rande sind zahlreiche Eindrücke der Verbindungswände im Inneren wahrzunehmen, von denen in jedem Interambulakrum zwei radial und untereinander fast parallel nach innen vorspringen.

2. Ein ähnliches Stück (Abb. 44) aus den Unter-Palembangschichten (Mittelmiozän) von Toeloeng Boejoet in Süd-Sumatra (Sammlung Mijnwezen, Bl. 31, No. 856), das jedoch sehr schlecht erhalten ist, scheint zu derselben Art zu gehören; Form und Länge der Petalen sind wie bei dem oben beschriebenen Stück.

Scutella? spec. *b.*

1. Von Boegeng in Dago, Atjeh, Sumatra (Coll. H. Hirschi, Zürich) liegt mir ein Echinide vor, von dem nur die Oberseite blossgelegt werden konnte (Abb. 15). Es ist somit nicht auszumachen, ob eine *Scutella* oder ein *Clypeaster* vorliegt.

Die Form der Schale ist fünfseitig; die Seiten sind sehr gerade, die Ecken sind abgestutzt. Der Durchmesser beträgt etwa 58 mm. Der Rand ist verdickt, die Scheitelregion ist erhaben. Der Apikalapparat ist nicht erhalten. Die Petalen sind offen und haben annähernd parallele Seiten. Die Porenzonen sind bis 1 mm breit, die Ambulakren zwischen den Porenzonen bis 3½ mm. Die Poren sind zahlreich, die inneren rundlich, die äusseren länglich, konjugiert. Etwa die Hälfte der Platten in einer Porenzone trägt eine, selten zwei Hauptwarzen. Die Warzen sind auf der Schalenoberflache spärlich verteilt; sie drängen sich auf dem verdickten Rand sowie an den Aussenseiten der Porenzonen. Zwischen ihnen finden sich sehr feine und regelmässig verteilte Granulationen.

Abb. 45.
Ansicht von oben.
Nat. Gr.

Amphiope (Tetrodiscus) auritus (LESKE).

Echinodiscus auritus, DÖDERLEIN 1902, p. 722; Rezent.
Amphiope (Tetrodiscus) rumphi, LAMBERT u. THIÉRY 1921, p. 323.
1. *Echinodiscus* cf. *auritus*, CURRIE 1924, p. 66; Pliozän; Aroe-Inseln.

2. Aus dem Oberpliozän und dem Plistozän des Hügellandes nördlich von Modjokerto liegt mir eine grosse Anzahl von Bruchstücken dieser Art vor (L 22062—22076, Coll. COSIJN, Fundorte 27, 111, 112, 117, 123, 125, 126, 130, 131, 138; Coll. Mijnwezen, Bl. 110 B, 183, 185, 186; Bl. 116 A, 220, 229, 237). Die Löcher scheinen geschlossen gewesen zu sein, der After liegt aber nahe dem Hinterrande, sodass nicht auszumachen ist, ob die var. *tenuissima* (L. AG. u. DES.) vorliegt oder nicht.

3. Ein Bruchstück fand sich ausserdem in der Coll. JOCHIM (L 22031).

LAMBERT u. THIÉRY ersetzten den allgemein eingebürgerten Artnamen *auritus* durch *rumphi* KLEIN 1734; letzterer Name dürfte aber nicht gültig sein, weil er älter ist als LINNÉ 1758.

Amphiope (Tetrodiscus) biforis (GMELIN) (A. AGASSIZ emend.)

Echinodiscus biforis, A. AGASSIZ 1873, p. 113, 532; Rezent.
Echinodiscus biforis, DÖDERLEIN 1902, p. 724; Rezent.
Amphiope (Tetrodiscus) biforis, LAMBERT u. THIÉRY 1921, p. 323.

1. Es liegt ein Stück vor vom Koeda Mati auf Ambon (L 14964, Coll. VAN DIJK), welches nach seinem jungen Aussehen wohl mit Bestimmtheit als Quartär bezeichnet werden darf.

Scutellidae gen. spec. indet.

1. Ein Bruchstück aus dem Jungpliozän N. von Modjokerto auf Java (Sammlung des Mijnwezen, Bl. 110 B, 183) gehört zu dem Rand eines *Scutelliden*. Es zeigt den typischen Unterschied zwischen der Tuberkulation auf der aktinalen und der auf der oralen Seite und den typischen Bau der inneren Wände der *Scutellidae*. Die Schale ist sehr dick (fast 2 mm), der Rand gerundet.

Familie Echinolampadidae BERNARD.

Pliolampas (Tristomanthus) minutus (HERKLOTS).

1. *Nucleolites minutus*, HERKLOTS 1854, p. 10; pl. V, f. 8; Jungmiozän; Java, Tjidaoen.
1. *Echinanthus minutus*, DESOR 1858, p. 296.
1. *?? Echinolampas oviformis*, K. MARTIN 1880, p. 4.
2. *Herklotzia minima*, DE LORIOL 1902, p. 15.
1. *Echinolampus oviformis (?)*, K. MARTIN 1919, p. 54, 111.
1. *Oolopygus minutus*, LAMBERT u. THIÉRY 1921, p. 354.
1, 2, *3.* *Studeria (Catopygus) minuta*, GERTH 1922, p. 506; (3) Jungmiozän; Java, W. Tjidamar.
1, 3. *Pliolampas minutus*, LAMBERT u. THIÉRY 1925, p. 588.

1, 3. Zum Vergleich mit den unten zu beschreibenden, neuen *Tristomanthus*-Arten seien hier noch die genauen Maasse der drei bisher beschriebenen Exemplare gegeben:

Nr. 1 (L 4247)	Länge 12.0 mm,	Breite 9.3 mm,	Höhe 7.1 mm.
	12.7	9.8	7.0
Nr. 3 (L 4248)	12.8	10.1	7.3

2. Die Synonymie ist zitiert nach GERTH, da ich die Literatur selber nicht auffinden konnte.

Pliolampas (Tristomanthus) javanus nov. spec. (JEANNET).

1. *Tristomanthus* cf. *minutus*, JEANNET 1928, p. 465; Pliozän; Java, Tremboel.

1. Aus dem Pliozän von Bandoeng, E. von Koendoeran, Rembang (Coll. BLUMENTHAL 32d, Basel) liegt ein Exemplar vor, das grosse Aehnlichkeit mit *P.* (*T.*) *minutus* (HERKLOTS) hat, sich jedoch von diesem

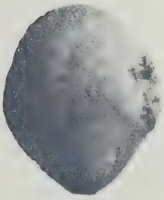


Abb. 46*a*. Exemplar in nat. Gr. Oberseite.

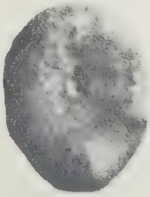


Abb. 46*b*. Exemplar in nat. Gr. Unterseite.

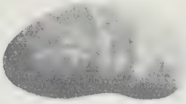


Abb. 46*c*. Exemplar in nat. Gr. Profil.

Abb. 46*d*. Exemplar in nat. Gr. Hinterseite.

durch seine Grässe und einige weitere Merkmale unterscheidet (Abb. 46). Die Maasse sind:

Länge 26.1 mm, Breite ± 20.5 mm, Höhe 13.8 mm.

Der Umriss des Stückes ist polygonal, vorne gerundet, hinten abgestutzt. Die Oberseite fällt vorne schwach ab, hinten ist sie senkrecht abgestutzt. Die grösste Höhe liegt am Apex, welcher etwas exzentrisch nach vorne liegt. Ein schwach ausgebildeter Kiel zieht sich vom Scheitelschild zum After. Die Seiten sind breit gerundet. Die Unterseite ist in der Mitte konkav; sie ist in den Interambulakren, besonders im hinteren, unpaaren, am Rand angeschwollen. Der After liegt in einer Depression in der senkrechten Hinterfläche.

Die Ambulakren enthalten fünf geöffnete Petalen, von denen die beiden hinteren etwas länger sind als die übrigen. Die Porenzonen sind einander fast parallel, am Ende nähern sie sich nur sehr wenig. Die beiden Porenzonen einer Petale sind ungleich in Länge. Die Poren sind rund; sie werden von tiefen Rinnen zu etwas schief gestellten, nach dem Ende hin breiter werdenden Paaren vereinigt. Das unpaare Ambulakrum enthält 12—13, die übrigen enthalten 11—12 Porenpaare in einer Zone. Innerhalb der Porenzonen findet man die gleiche Warzenverteilung wie auf der weiteren Schale. Die Zone zwischen den Porenzonen ist breiter als diese in den vorderen paarigen Petalen und gleich breit in den übrigen.

Die Schale ist bedeckt mit kleinen, höfchentragenden Warzen, welche sehr feine, krenulierte und durchbohrte Warzenköpfe zeigen. Sie sind vorne grösser, hinten und an den Rändern kleiner und dichter gedrängt.

Das Scheitelschild trägt drei Genital- und fünf Ocellarporen. Von den Genitalporen ist das vordere kleiner als die beiden hinteren.

Das Peristom liegt exzentrisch nach vorne in der Mitte der Einsenkung an der Unterseite. Es ist fünfseitig und verlängert in der Richtung der Schalenachse. Die Bourrelets sind besonders seitlich stark ausgeprägt, die Floscelle ist gut ausgebildet.

Das Periprokt liegt in einer vertikalen Vertiefung der Hinterseite. Es ist von ovaler Form und etwas schief nach vorne geneigt.

P. (*T.*) *minutus* kommt in der Form fast in allen Einzelheiten mit der vorliegenden Art überein. Er hat jedoch 4 Genitalporen, nicht konjugierte Ambulakralporen und eine fast nicht ausgebildete Floscelle. Hierzu gesellt sich noch der anfangs erwähnte Grössenunterschied.

?*2.* Zur gleichen Art gehören wahrscheinlich fünf Exemplare aus dem Altmiozän von Ngegot bei Sedan in Rembang (Coll. GERTH, Amster-

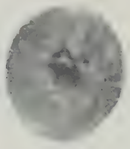


Abb. 47*a*. Exemplar in nat. Gr. Oberseite.

Abb. 47*b*. Exemplar in nat. Gr. Unterseite.

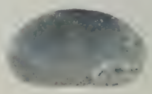


Abb. 47*c*. Exemplar in nat. Gr. Profil.

dam J 2350) (Abb. 47). Die Maasse der best erhaltenen Stücke sind folgende:

Länge 18.4 mm,	Breite 15.9 mm,	Höhe 10.4 mm.
18.5	15.7	10.8
21.8	18.4	13.5

Sie sind daher etwas breiter und etwas niedriger als das Original. Ihre Unterseite ist bedeutend weniger konkav, die Erhöhung derselben am Hinterrand ist aber immer deutlich ausgeprägt. Die Hinterseite ist bei einigen Exemplaren senkrecht abgestutzt wie bei dem Original und trägt dann den After ganz oben; in anderen Fällen jedoch fällt die Hinterseite fast so gleichmässig ab wie die Vorderseite, sodass nur eine kleine senkrechte Hinterfläche übrig bleibt, welche ganz von dem After gefüllt wird.

Die Poren der Ambulakren sind konjugiert. Die Genitalporen sind bei keinem der 5 Exemplare erhalten. Die Floscelle ist etwas weniger deutlich entwickelt als bei dem Original.

Pliolampas (Tristomanthus) elevatus nov. spec. (R. MARTIN).

1. In der Coll. JOCHIM (L 22044) befindet sich ein Exemplar (Abb. 48) mit den folgenden Maassen:

Länge 26.3 mm, Breite 21.2 mm, Höhe 17.9 mm.

Das Stück ist also etwa gleich breit, aber bedeutend höher als *P.* (*T.*) *javanus.* Auch andere Merkmale lassen es zweifelhaft erscheinen,

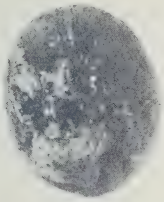


Abb. 48*a*. Exemplar in nat. Gr. Oberseite.

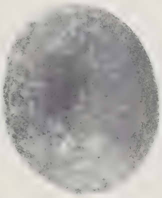


Abb. 48*b*. Exemplar in nat. Gr. Unterseite.

Abb. 48*c*. Exemplar in nat. Gr. Profil.

ob es zu dieser Art gestellt werden darf. Die Unterseite ist nur ganz in der Mitte ein wenig eingesenkt; sie ist hinten angeschwollen. Auf der Oberseite ist ein Kiel im hinteren Interambulakrum gut ausgeprägt. Dieser Kiel fällt nach hinten etwa ebenso regelmässig ab wie die Vorderseite, sodass der Anus weniger hoch zu liegen kommt als bei dem Original. Die Porenreihen des vorderen unpaaren Ambulakrums enthalten 22—23, diejenigen der seitlichen, vorderen 19—20, die der hinteren 19—22 Porenpaare. Die Poren sind zu schiefen Paaren konjugiert. Die beiden Porenreihen je eines Ambulakrums sind ungleich lang.

Es sind in der rechten Hälfte des Stückes (die linke ist vom Gestein verdeckt) zwei grosse Genitalporen zu sehen, sodass es deren vier geben muss.

Die Floscelle am Peristom ist ziemlich gut ausgebildet.

Die Warzen sind etwa wie bei *P.* (*T.*) *javanus* entwickelt.

Echinolampas (Echinolampas) ovatus (Leske).

Echinolampas oviformis, A. Agassiz 1873, p. 114, 553; Rezent.
Echinolampas (*Echinolampas*) *ovatus,* Lambert u. Thiéry 1921, p. 378.

1. Ein gutes Exemplar dieser Art liegt vor aus der Sammlung Jochim (L 22037), leider ohne Fundortsangabe. Obgleich es stellenweise mit Gestein bedeckt ist, lässt sich die Form deutlich erkennen. Das Stück misst 47½ × 43½ × 27½ mm. Die Unterseite ist flach, im hinteren Interambulakrum jedoch gewölbt. Die Oberseite ist in der Scheitelregion etwas abgeflacht, im hinteren Interambulakrum ist ein Kiel nur schwach angedeutet. Der Anus und die blattförmigen Petalen stimmen ganz mit denen der rezenten Exemplare im Rijksmuseum van Natuurlijke Historie in Leiden überein.

2. Ein zweites Exemplar der gleichen Art liegt mir vor aus dem Altmiozän von Ngegot bei Sedan, Rembang (Coll. Gerth, Amsterdam). Seine Maasse sind:

Länge 34.3 mm, Breite 30.4 mm, Höhe 20.0 mm.

Die Oberseite ist gleichmässig gewölbt. Es sind vier Genitalporen wahrzunehmen. Die Petalen sind etwa blattförmig. Der After ist beschädigt. Die Unterseite ist vollkommen flach. Das Peristom ist, wie bei rezenten Exemplaren, fünfseitig, in der Quere verlängert, mit gut entwickelter Floscelle.

? *3.* Fraglicher ist die Zugehörigkeit zu dieser Art eines dritten Stückes, gleichfalls aus dem Altmiozän von Sedan in Rembang (Coll. HULSHOF, Amsterdam). Es ist nämlich stark zerdrückt, zeigt aber die typische Mundform der Art, mit der deutlichen Floscelle, und die mehr oder weniger blattförmige Ausbildung der Petalen. Die Länge beträgt 21½ mm.

Nicht zu *E. ovatus* gehört der als solcher beschriebene *E. depressus* Nr. 1.

Echinolampas (Echinolampas) elevatus A. BÖHM.

1. *Echinolampas depressus,* A. BÖHM 1882, p. 363; T. I, f. 2; Jungmiozän; Madoera, Sapoeloe.
2. *Echinolampas elevatus,* A. BÖHM 1882, p. 364; T. I, f. 3; Jungmiozän; Madoera, Sapoeloe.
1. *Echinolampas madurensis,* K. MARTIN 1919, p. 54, 111.
1. *Echinolampas (Echinolampas) Madurae,* LAMBERT u. THIÉRY 1921, p. 379.
2. *Echinolampas (Miolampas) elevata,* LAMBERT u. THIÉRY 1921, p. 383.
1. *Echinolampas (Miolampas) Madurae,* LAMBERT u. THIÉRY 1921, p. 383.
1. *Echinolampas madurensis,* GERTH 1922, p. 505.
2. *Echinolampas madurensis,* var. *elevata,* GERTH 1922, p. 505.
1. *Echinolampas* (non *Miolampas*) *Madurae,* LAMBERT u. THIÉRY 1925, p. 589.

1, 2. Zwischen *E. depressus* A. BÖHM (non GRAY) = *E. madurensis* K. MARTIN = *E. Madurae* LAMBERT und *E. elevatus* A. BÖHM bestehen keine wesentlichen Unterscheide; wie schon GERTH betont hat. Ich möchte aber *E. elevatus* nicht einmal als Varietät von *E. madurensis* auffassen, sondern als mit demselben synonym. Die von GERTH genannten Unterschiede sind sehr unscharf und können zum Teil durch die Verdrückung der meisten Exemplare verursacht worden sein. Da der Name *E. elevatus* BÖHM Priorität hat gegenüber *E. madurensis* und *E. Madurae,* so ist der erstgenannte Name als Artname zu verwenden.

Was die Unterabteilung der Gattung *Echinolampas* betrifft, zu der die vorliegende Art gehören soll, so möchte ich sie ihrer Verwandtschaft mit *E.* (*Echinolampas*) *ovatus* (LESKE) wegen zu *Echinolampas* s.s. stellen. Der einzige wichtige Unterschied zwischen den beiden Arten ist der Unterschied in der Höhe.

Echinolampas (Miolampas) depressus GRAY

1. *Echinolampas subangulata,* HERKLOTS 1854, p. 10—11; pl. III, f. 4; Jungmiozän; Java, Tjidaoen.
Echinolampas depressus, GRAY 1855, p. 36; Rezent.
1. ? *Echinolampas oviformis,* K. MARTIN 1880, p. 4.
1. *Echinolampas oviformis,* GERTH 1922, p. 506.
2. *Echinolampas* cf. *depressa,* JEANNET 1928, p. 465; Pliozän; Java, Tremboel.

1. Von dem mir vorliegenden, HERKLOTS'schen Original (L 4233) kann ich die Zugehörigkeit zu *E. ovatus,* nachdem ich es mit andern *Echinolampas*-Arten verglichen habe, nicht behaupten. Mit *E. depressus*

zeigt es dahingegen in vielen Punkten grosse Uebereinstimmung. Es seien zuerst die Maasse des Steinkernes gegeben:

Länge 31.3 mm, Breite 28.3 mm, Höhe 16.6 mm.

Die Form ist ein wenig eckig, im hinteren Interambulakrum mehr oder weniger zugespitzt. Die Oberseite ist gleichmässig gewölbt, die Unterseite leicht eingesenkt (bei *E. ovatus* flach). Die Porenzonen der Petalen sind einander fast parallel und nähern sich am Ende nur wenig, sodass nicht die Blattform der Petalen von *E. ovatus* entsteht. Dazu setzt sich immer die äussere der beiden Porenreihen einer Zone bis zum Peristom fort. Schliesslich ist das Peristom queroval, nicht fünfseitig, und die Floscelle fast nicht entwickelt.

2. Aus dem Pliozän (Tremboelschichten) von Bandoeng, östlich Koendoeran, Rembang, liegen ein vollständiges und ein zerbrochenes

a *b*

c *d*

Abb. 49. Exemplar in nat. Gr.
a. Oberseite; *b.* Unterseite;
c. Profil; *d.* Hinterseite.

Exemplar dieser Art vor (Coll. Blumenthal, 32c, Basel). Das erste (Abb. 49) hat die folgenden Dimensionen:

Länge 33.1 mm, Breite 28.2 mm, Höhe 17.7 mm.

Der Umriss ist vorne gerundet, hinten etwas eckiger, am Hinterende scharf zugespitzt. Die Oberseite ist vorne stark, hinten schwächer gerundet, bis sie am Hinterende steiler abfällt. Der Scheitel liegt stark exzentrisch nach vorne, etwa ein Drittel der Schalenlänge vom Vorderrand entfernt. Er entspricht der grössten Höhe der Schale.

Die Petalen sind offen und von ungleicher Länge; das unpaare ist

kürzer, die beiden hinteren sind länger als die vorderen paarigen Petalen. Die Porenzonen eines Petalen sind immer ungleich lang. Bei dem vorderen unpaaren ist die rechte Zone um etwa ein Viertel länger als die linke; die rechte enthält 26, die linke 20 Porenpaare. Bei den vorderen paarigen Petalen ist der Längenunterschied der Porenzonen etwa $^1/_3$, bei den hinteren etwa $^1/_4$. Die inneren Poren einer Zone sind klein, fast kreisrund, die äusseren grösser und von elliptischer Form. Sie sind durch Grübchen zu schiefen Paaren vereinigt. Die Porenzonen des vorderen Petalen sind fast parallel, die der seitlichen sind einander am Ende einigermaassen genähert, indem jedesmal die äussere der beiden Porenzonen eines Petalen gegen die Schalenachse hin gekrümmt ist. Ausserhalb der Petalen setzen sich die Porenreihen als schwach eingesenkte Zonen über den Ambitus bis zum Peristom fort. Die hinteren sind am Ambitus sehr breit.

Das Scheitelschild enthält vier kreisrunde bis schwach elliptische, grosse Genitalporen, von denen die vorderen einander näher stehen als die hinteren. Zwischen den letzteren finden sich einige scrobiculierte Warzen. Die Wasserporen sind unregelmässig über die Mitte des Scheitelschildes zerstreut.

Die Schale ist ganz mit kleinen Warzen bedeckt, welche von tiefen Höfchen umgeben sind; sie sind sehr fein gekerbt und tragen einen durchbohrten Kopf. Die Warzen stehen dicht gedrängt, besonders an der Unterseite und an den Rändern, während sie an der Hinterseite kleiner sind und etwas weiter auseinander liegen.

Das 6 mm lange und 4 mm breite Peristom liegt quer zur Längsachse; es ist rhombenförmig mit gerundeten Ecken. Das Periprokt, welches am Unterende des Rostrums liegt, ist etwas grösser als das Peristom und liegt gleichfalls in der Quere; seine beiden Enden sind zugespitzt.

Das Stück ist hinten stärker zugespitzt als das Original von GRAY (1855, pl. II, f. 4).

3. Zu der gleichen Art stelle ich ein zerbrochenes Exemplar aus altmiozänen Schichten des K. Panowan in Rembang (Samml. GONGGRIJP, L 4304). Nur ein Teil der Oberseite ist erhalten. Diese zeigt die Petalen, welche ganz denen der Art entsprechen; das vordere ist am Ende etwas mehr geschlossen als bei dem oben beschriebenen Exemplar Nr. 2. Die vier Genitalporen zeigen die gleiche Anordnung wie bei Nr. 2. Form und Stellung der Poren sind gleichfalls dieselben, ebenso wie die Verteilung der Warzen.

? 4. Aus der Sammlung JOCHIM (L 22039) liegt schliesslich noch ein *Echinolampas* vor, der unter Vorbehalt zu dieser Art zu stellen ist. Das Stück ist, besonders an der Unterseite, stark abgeschliffen und misst 28½ × 27½ × 15 mm. Es ist also für die Art *E. depressus* etwas zu breit und zu niedrig. Die Form der Petalen und die Form und Anordnung der Ambulakral — sowie der Genitalporen sind wie bei typischen Exemplaren der Art. Der Umriss des Exemplares ist fünfseitig mit abgerundeten Ecken; die Hinterseite bildet die schärfste Ecke. Von der Unterseite ist nichts erhalten. Der After ist zwar zu unterscheiden, aber er ist zerbrochen.

Nicht zu *E. depressus* gehören *E. blakei* LAMBERT (= *E. depressus* A. AGASSIZ, 1872, p. 335) und *E. elevatus* A. BÖHM (= *E. depressus* A. BÖHM). *E. dispar* VON FRITSCH hat einige Aehnlichkeit mit der vorliegenden Art. Seine Form ist jedoch vorne und seitlich mehr fünfseitig, breiter und hinten weniger zugespitzt. Sein Peristom und Periprokt sind kleiner. Er zeigt aber die gleiche Verschiedenheit in der Länge der Porenzonen der paarigen Petalen.

Familie Prospatangidae LAMBERT.

Eupatagus (s. Brissoides) pulchellus (HERKLOTS).

1. *Spatangus pulchellus,* HERKLOTS 1854, p. 12; pl. IV, f. 7; Miozän; Java, Tjidaoen.
1. *Hemipatagus pulchellus,* DESOR 1858, p. 418.
1. *Maretia ? pulchella,* K. MARTIN 1880, p. 5.
1, *2.* *Maretia ? pulchella,* GERTH 1922, p. 512; T. LXII, f. 9; (2) Jungmiozän; Madoera.
1. *Brissoides (Brissoides) pulchellus,* LAMBERT u. THIÉRY 1924, p. 451.
2. *Maretia pulchella,* LAMBERT u. THIÉRY 1924, p. 458.

3. Aus dem Jungmiozän von Tji Sande in Cheribon (Sammlung Mijnwezen, Bl. II A, 80; desgl., Coll. BOSCH) liegen mir sieben mehr oder weniger gut erhaltene Exemplare dieser Art vor (Abb. 50). Drei von diesen zeigen deutlich das Vorhandensein einer peripetalen Fasciole.

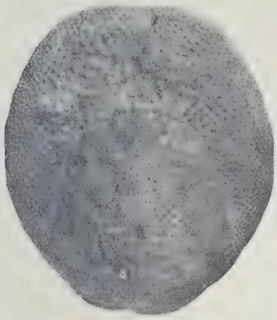


Abb. 50*a*. Exemplar in nat. Gr. Oberseite.

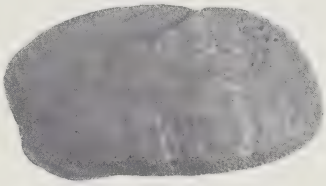


Abb. 50*b*. Exemplar in nat. Gr. Profil.

Obgleich auch die Beschränkung der Primärwarzen auf den Raum zwischen den Petalen hierauf hinweist, war bisher noch nicht endgültig auf die Zugehörigkeit dieser Art zur Gattung *Eupatagus* L. AG. (= *Brissoides* KLEIN) geschlossen worden. LAMBERT u. THIÉRY führen zwar ein Exemplar dieser Art unter *Brissoides,* das andere aber unter *Maretia* an.

Die Maasse der Stücke sind meistens wegen der Umformung durch den Gebirgsdruck nicht zu bestimmen. Die unverdrückten oder wenig verdrückten Exemplare haben

	40.9 mm Länge,	35.3 mm Breite,	23.0 mm Höhe,
	36.5	31.3	23.6
	33.5	29.0	> 20
Nr. 2 (L 4296)	35.1		23.1

Besonders die Unterseite des grössten Exemplares ist gut erhalten. Die subanale Fasciole ist sehr deutlich und breit und umschliesst ein dreieckiges Feld. Das Plastron trägt einen gut ausgebildeten Kiel. Auf der Oberseite ist bei dem zweitgrössten Exemplar ein hoher Kiel, bei den übrigen eine mässige Erhöhung entwickelt.

Eupatagus (s. **Brissoides**) **affinis** (Herklots).

1. *Spatangus affinis* (pars), Herklots 1854, p. 12; pl. II, f. 5; Jungmiozän; Java, Tjidaoen.
1. *Hemipatagus affinis* (pars), Desor 1858, p. 418.
1. *Maretia planulata* (pars), K. Martin 1880, p. 5.
2. *Eupatagus martini*, Gerth 1922, p. 511; T. LXII, f. 1; Altmiozän; Java, G. Spolong.
1. *Maretia planulata* (pars), Gerth 1922, p. 512.
1. *Maretia affinis* (pars), Lambert u. Thiéry 1924, p. 458.

1. Von den zwei von Herklots als *Spatangus affinis* beschriebenen Exemplaren ist zwar eines, wie K. Martin und Gerth richtig bemerkten, mit *Maretia planulata* ident, das andere (L 4292) ist dies aber bestimmt nicht. Das Stück zeigt eine feine, aber dennoch deutliche peripetale Fasciole, was die Zugehörigkeit zur Gattung *Maretia* ausschliesst. In seinen weiteren Merkmalen ist dieses Bruchstück dem *E. martini* Gerth vollkommen ähnlich. Aus Prioritätsgründen soll diese Art deshalb weiterhin als *E. affinis* benannt werden.

Da es sich um ein Bruchstück handelt, sind die Maasse nicht zu ermitteln. Das Stück muss etwa so gross gewesen sein wie das Original von Gerth, nur ist es bedeutend flacher. Die Hinterfläche, welche den Anus enthält, ist viel kleiner als bei dem Gerth'schen Typus, und die ganze Hinterpartie ist bedeutend mehr zugespitzt (wie etwa bei Nr. 3). Von den zwei Fasciolen, welche Gerth nennt, konnte nur die hintere entdeckt werden. Die Verteilung der Warzen und das Verhalten des einzigen gut erhaltenen (rechten hinteren) Petalen sind wie bei Gerth's Original, nur ist die Zone zwischen den Poren nicht erhaben und die Porenzone nur wenig eingesenkt. Von der Unterseite lässt sich nichts Besonders sagen.

3. Ein drittes Exemplar dieser Art liegt mir vor aus dem Altmiozän des K. Gede bei G. Bendo, Djoenggrangan, Westprogogebirge (Amsterdam M 491). Der Typus macht diesem Exemplar gegenüber den Eindruck, flachgedrückt zu sein, weil er breiter und niedriger ist. Die Maasse des Typus, des vorliegenden und des gleich zu behandelnden Exemplars sind:

Nr. 1 (L 4286).	Länge 48.6 mm,	Breite 39.0 mm,	Höhe 16.3 mm.
Nr. 2	47.3	36.6	19.7
Nr. 3	47.1	35.4	17.4

Durch die geringere Breite macht das Stück den Eindruck, hinten mehr zugespitzt zu sein als der Typus. Oben an der senkrechten Hinterfläche liegt der kreisrunde, etwa 5 mm breite Anus. Die kielförmige Erhöhung des hinteren unpaaren Interambulakrums ist recht ausgeprägt. Das vordere Ambulakrum ist gar nicht eingesenkt. Die inneren Poren der vorderen Porenreihen der vorderen paarigen Ambulakren sind stark reduziert oder fehlen. Die Zahl der Primärwarzen ist in allen Interambulakren etwas grösser als beim Typus. Die Fasciole ist schwierig wahrzunehmen; dennoch ist die Verdoppelung derselben im hinteren unpaaren Interambulakrum wahrzunehmen. Der Mund ist von ovaler Form, 5½ mm breit und 4 mm lang. Die Hinterlippe ist knopfförmig erhöht.

4. Ein viertes Exemplar (Abb. 51), von dem oben bereits die Maasse erwähnt wurden, stammt aus dem Altmiozän des Zuidergebergte S. von Malang, Unterecke Soemberassin, Java (Coll. SCHRÖTER, Zürich). Es ist noch etwas schmäler als das vorige Stück und erscheint dadurch gleichfalls hinten mehr zugespitzt als das Original. Die Hinterseite ist zerbrochen. Das vordere Ambulakrum ist nicht eingesenkt. Die Zahl der Primärwarzen ist in den verschiedenen Interambulakren einmal grösser, ein anderes Mal kleiner als bei dem Original. Die inneren sowie die äusseren Poren der vorderen Porenreihen der vorderen paarigen Ambulakren sind stark reduziert, die ersten am meisten. Das Scheitelschild weist vier Genitalporen auf, hinter denen zwei Ocellarporen liegen, welche von der nach hinten verlängerten Madreporenplatte geschieden werden. Die Fasciole ist schwach entwickelt. Der Mund ist wie bei dem vorigen Stück ausgebildet.

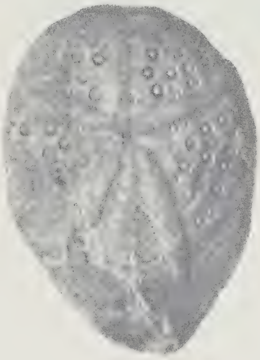


Abb. 51.
Ansicht von oben.
Nat. Gr.

Eupatagus (s. **Brissoides**) spec.

1. Spatangidae gen. spec. ind., K. MARTIN 1885, p. 291; Miozän; Java, Ngembak.

1. Das kleine, verdrückte Stück aus einem Bohrloch bei Ngembak (Abb. 52) (Samml. VAN DIJCK, L 4302) misst 32 × 26 mm. Im Apikalapparat finden sich vier Genitalporen. Das vordere Ambulakrum ist nicht eingesenkt und enthält zwei alternierende, langsam nach aussen divergierende Porenreihen. Die vorderen seitlichen Petalen stehen fast senkrecht (80°) zur Längsachse der Schale, die hinteren machen nur einen Winkel von 20° mit derselben. Das Mittelfeld eines Ambulakrums ist höchstens etwas breiter als das Feld zwischen zwei Porenreihen; die Ambulakren sind daher auffallend schmal. Von der feineren Skulptur ist nichts erhalten.

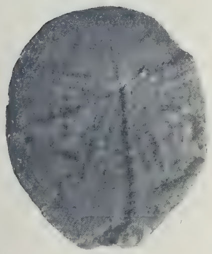


Abb. 52.
Ansicht von oben.
Nat. Gr.

? Hemipatagus bandaensis nov. spec. (R. MARTIN).

1. Das vorliegende, ziemlich gut erhaltene Stück aus dem Pliozän(?) der Banda-Inseln (Coll. MIEG, Basel) macht auf den ersten Blick mehr den Eindruck eines *Eupatagus* (Abb. 53). Es konnte aber auch bei

Abb. 53*a*.
Exemplar von oben.
Nat. Gr.

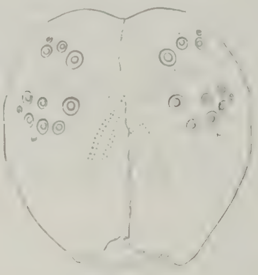


Abb. 53*b*.
Schema der Oberseite.
Nat. Gr.

Abb. 53*c*.
Exemplar von der Seite.
Nat. Gr.

eifrigem Suchen keine zirkumpetale Fasciole gefunden werden; gegen ihre Anwesenheit spricht auch wohl die Tatsache, dass die wenigen Warzen etwas über den eigentlichen Raum zwischen den Petalen hinausgreifen.

Der Umriss ist herzförmig; die Unterseite ist flach, die Oberseite gewölbt, mit flach abfallenden Seiten. Die Länge des am Hinterende zerbrochenen Stückes ist $34\frac{1}{2}$ mm, die Breite $33\frac{1}{2}$ mm, die Höhe $16\frac{1}{2}$ mm.

Die Petalen sind etwa lanzettförmig, die vorderen tragen 18, die hinteren 20 Porenpaare in je einer Porenreihe. Im inneren Teil der vorderen Porenreihe der vorderen Petalen sind die innersten Poren reduziert. Von jedem Porenpaar ist in den hinteren Petalen das äussere rund und das innere ein wenig verlängert; in den hinteren Porenreihen der vorderen Petalen ist das Umgekehrte der Fall, während in den vorderen Porenreihen derselben beide Poren eines Paares rundlich sind. Das unpaare vordere Ambulakrum lässt keine Poren erkennen.

Es scheinen vier Genitalporen vorhanden zu sein; aber nur zwei derselben lassen sich erkennen.

In den vier seitlichen Interambulakren stehen grosse Warzen, welche von tiefen Höfchen umgeben sind. Man zählt deren drei in den vorderen, sieben in den hinteren Interambulakren. In jedem Felde stehen sie zusammen an der Seite der vorderen seitlichen Petalen. Kleinere Warzen häufen sich im vorderen unpaaren Ambulakrum nahe dem Apex. Weiter nach vorne sind sie selten, ebenso wie im hinteren Interambulakrum.

Die flache Unterseite zeigt exzentrisch vor der Mitte das nierenförmige Peristom, das keine Protuberanzen besitzt, wie dies bei den sonstigen *Hemipatagus* der Fall ist. Das breite Plastron ist vollkommen glatt; beiderseits desselben setzen die Warzen ein, welche nach dem Ambitus hin kleiner werden.

Der Anus ist zerbrochen. Unterhalb desselben liegt die dünne subanale Fasciole in der Form eines zweilobigen Ringes.

Maretia mojsvari (A. Böhm).

1. *Brissomorpha mojsvari,* A. Böhm 1882, p. 8 (364); T. II, f. 1; Jungmiozän; Madoera.
1. *Eupatagus mojsvari,* Gerth 1922, p. 512.
1. *Brissoides mojsvari,* Wanner 1931, p. 455.

1. Die Erstreckung der Petalen und die Verteilung der Warzen weisen eher auf das Fehlen einer peripetalen Fasciole; wenn letztere vorhanden wäre, würden die Warzen sich auf den Raum zwischen den Ambulakren beschränken, während letztere geschlossener sein würden. Es kommt mir daher wahrscheinlicher vor, dass diese Art zu der Gattung *Maretia* gestellt werden muss.

Maretia planulata (Lamarck).

1. *Spatangus praelongus,* Herklots 1854, p. 11; pl. II, f. 6; Miozän; Java, Tjidaoen.
2. *Spatangus affinis* (pars), Herklots 1854, p. 12; pl. II, f. 5; Miozän; Java, Tjidaoen.
1. *Hemipatagus praelongus,* Desor 1858, p. 418.
2. *Hemipatagus affinis* (pars), Desor 1858, p. 418.
Maretia planulata, A. Agassiz 1873, p. 140, 570; Rezent.
1, 2. *Maretia planulata* (pars), K. Martin 1880, p. 5.
? *3.* *Maretia planulata ?,* K. Martin 1885, p. 286; Miozän; Java, Ngembak.
1, 2, *4.* *Maretia planulata* (pars), Gerth 1922, p. 512; (4) Pliozän; Java, Soedimanik.
1. *Atelospatangus praelongus,* Lambert u. Thiéry 1924, p. 458.
2. *Maretia affinis* (pars), Lambert u. Thiéry 1924, p. 458.
1. ? *Atelospatangus praelongus,* Wanner 1931, p. 455.

1. Zu der Ansicht von Lambert u. Thiéry, woran auch schon Wanner zweifelte, dass das hier mit Nr. 1 bezeichnete Stück ein *Atelospatangus* sein sollte, kann ich mich nicht bekennen. Lambert u. Thiéry kannten nur die Zeichnung von Herklots, die tatsächlich den Eindruck macht, als wäre die vordere Hälfte des vorderen seitlichen Ambulakrums vollständig atroph; die Umbestimmung von K. Martin und Gerth stützt sich aber auf das Exemplar selbst (L 4290), das mir auch vorliegt und welches die in der Zeichnung vergessene Hälfte des vorderen Ambulakrums deutlich zeigt.

2. Von den beiden von Herklots als *Spatangus affinis* beschriebenen Bruchstücken ist, wie bereits oben auseinandergesetzt wurde, nur das eine (L 4291) mit *Maretia planulata* ident.

5. Ein vollständiges und gut erhaltenes Exemplar von dieser Art liegt mir vor aus der Sammlung Jochim (L 22028).

? *6.* Zwei ein wenig zweifelhafte Individuen dieser Art entstammen dem Altmiozän von Gambiran bei Pamotan in Rembang (Amsterdam). Beide sind verdrückt. Das erste ist 5 cm lang und zeigt auffallend kleinere, aber nicht weniger Warzen als der Typus. Die Warzenhöfchen sind oft nur sehr schlecht ausgebildet. Die vier Genitalporen sind gut entwickelt. Die Porenreihen zeigen deutlich eine innere Reihe von rundlichen und eine äussere von zugespitzt-länglichen Poren. Die Unterseite ist zum Teil vom Gestein verdeckt. Sie zeigt neben wenigen grossen Warzen hautpsächlich die gleichen kleinen Warzen wie die Oberseite.

Das zweite Exemplar wird etwa 8 cm lang gewesen sein; nur ein Bruchstück ist erhalten. Die Warzen sind von ordentlicher Grösse und von tiefen Höfchen versehen. Die äusseren Poren der Ambulakren sind auffallend langgestreckt.

7. Ein subrezentes Exemplar (Jungplistozän) liegt mir vor von der Insel Boenjoe bei Borneo (Coll. Leupold, Bern). Das Stück misst 40 × 35 × 15 mm, ist also ziemlich breit, zeigt aber hinten die gleiche zugespitzte Form wie die grösseren Stücke. Das Scheitelschild und ein Teil der Mundöffnung sind zerbrochen. Das Stück bietet keinen Anlass zu besonderen Bemerkungen.

Breynia paucituberculata (Gerth).

1. *Spatangomorpha paucituberculata*, Gerth 1922, p. 513; T. LXII, f. 6; Jungmiozän; Madoera.
1. *Brissoides (Spatangomorpha) paucituberculatus*, Lambert u. Thiéry 1924, p. 453.

Die Gattung *Spatangomorpha* A. Böhm wurde von Lambert u. Thiéry bei *Eupatagus* (s. *Brissoides*) eingereiht. Wenn dies auch für den Genotypus *S. eximia* A. Böhm zutreffen mag, so sind doch gegen die Einreihung der vorliegenden Art bei *Eupatagus*, ja zu *Spatangomorpha*, Bedenken zu erheben. Gerth hebt diese selber hervor, u. a. schreibt er, dass die dem Scheitel genäherten Poren der vier paarigen Ambulakren ganz klein und undeutlich sind: „vermutlich lagen sie in dem von einer peripetalen Fasciole umschlossenen Feld'' (p. 513). Da es sich hier nicht um eine peripetale Fasciole handeln kann, hat Gerth wohl versehentlich peripetal statt endopetal geschhrieben. Es mag dann die interne Fasciole selbst an dem Stück (L 4298) nicht wahrzunehmen sein, die deutliche Atrophie der apikalen Teile der Petalen lässt keine andere Deutung übrig und verbietet die Einreihung dieser Art bei *Spatangomorpha* oder *Eupatagus*. Auf eine peripetale Fasciole deutet die Beschränkung der Primärwarzen auf den Feldern zwischen den Petalen. Es wäre somit die Art zu *Breynia* zu stellen.

Breynia spec. *a*.

1. *Brynia australasiae*, v. Staff u. Reck 1911, p. 45; Mittelpliozän; Java (Klitik).

1. Das mir vorliegende Exemplar von Klitik, N. von Ngawi (Berlin) (Abb. 54) zeigt verschiedene Abweichungen von *B. australasiae* Leach, zu der es von v. Staff u. Reck gestellt wurde. Es ist zu schlecht erhalten, um die Belegung mit einem neuen Artnamen zu rechtfertigen, obwohl es von allen mir bekannten Arten von *Breynia* verschieden ist. Die Form zeigt gute Uebereinstimmung mit der von *B. carinata* Haime (Duncan u. Sladen 1885, p. 343; pl. LIV, f. 1—8; pl. LV, f. 1—8) aus dem Miozän von Vorderindien. Die Länge des vorne und hinten zerbrochenen Stückes ist 66 mm, die Breite 55 mm, die Höhe 26 mm. Die Unterseite ist sehr flach, nur in der Mitte der hinteren Hälfte erhebt sich ein etwa 7 mm hoher, ziemlich scharfer Kiel. Zwischen dem Gipfel des letzteren und dem Anus liegt die dreieckige subanale Fasciole. Auf

der leicht gewölbten apikalen Seite ist eine schmale peripetale Fasciole wahrnehmbar. Von der endopetalen Fasciole ist nur an der linken Seite mit grosser Mühe ein kleines Stück zu unterscheiden. Der von letzterer

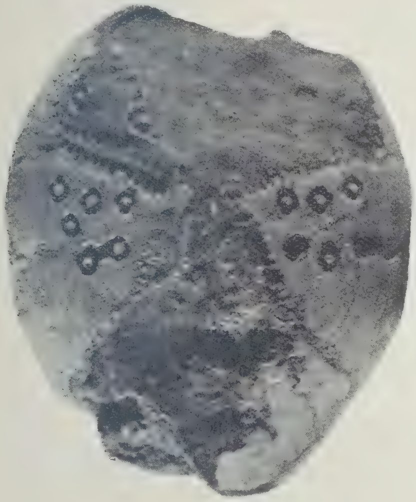


Abb. 54*a*.
Exemplar in nat. Gr.
Oberseite.

Abb. 54*b*.
Exemplar in nat. Gr.
Unterseite.

umschlossene Teil der Apikalregion kann nicht gross sein (seine Breite muss ± 8 mm betragen haben), leider ist aber nichts davon erhalten. Die Ambulakren liegen in seichten Vertiefungen; die Petalen sind gerade und breit und am Ende geschlossen. Die vorderen paarigen Petalen sind ein wenig kürzer als die hinteren. Innerhalb der peripetalen Fasciole enthalten die vorderen und die seitlichen Interambulakren nur wenige (bei den letzteren 6) grosse Warzen.

Breynia spec. *b*.

1. Eupatagus spec., Gerth 1927, p. 184; Pliozän (? Quartär); Timor.

1. Der kleine „*Eupatagus*" aus dem Pliozän zwischen Niki-Niki und Tooi, Distrikt Insana, auf Timor (Coll. Molengraaff, Delft) (Abb. 55) zeigt eine deutliche Atrophie der Ambulakren in der Scheitelregion, weshalb ich das Vorhandensein einer endopetalen Fasciole und die Zugehörigkeit des Stückes zur Gattung *Breynia* annehmen muss. Die Maasse sind 33 × 27 × 13 mm. Im Apikalapparat finden sich vier Genitalporen. Das vordere Ambulakrum ist nicht erhalten. Die vorderen seitlichen Petalen stehen fast senkrecht (70°) auf

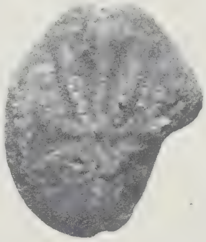


Abb. 55.
Ansicht von oben.
Nat. Gr.

die Längsachse des Tieres, die hinteren machen einen Winkel von nur 20° mit derselben.

Familie Brissidae Cotteau.

Brissus latecarinatus (Leske).

Brissus carinatus, A. Agassiz 1873, p. 96, 596; Rezent.
Brissus latecarinatus, Lambert u. Thiéry 1924, p. 497.

1. Ein schönes, subrezentes Exemplar aus der Coll. De Groot von Billiton (L 18037) erinnert durch seine länglich-elliptische Form stark an *B. columbaris* (Lamk) (*unicolor* Klein). Die zwei Einbuchtungen der peripetalen Fasciole in den beiden vorderen Interambulakren und einige weitere Merkmale bestimmen das Stück aber als einen *B. latecarinatus*. Es misst 49 × 37 × 27 mm.

2. Ein zweites Exemplar liegt mir vor aus dem Altmiozän von Tjipanas im Kromonggebirge, Cheribon (Amsterdam M 470). Es ist gleichfalls von länglicher Form und misst 60½ × 44 × 31 mm. Die Fasciole zeigt im linken vorderen Interambulakrum zwei Einbuchtungen, im rechten vorderen eigentlich nur eine, welche aber in der Mitte schwach geschwungen ist. In den hinteren Interambulakren steigt die Fasciole ziemlich weit zum Apex auf. Die Petalen sind alle schwach konkav nach vorne.

Abb. 56.
Exemplar von oben.
Nat. Gr.

?*3.* Von demselben Fundort liegt noch ein breiteres Exemplar vor (Amsterdam M 472), welches ich mit einigem Vorbehalt zu dieser Art stellen möchte (Abb. 56). Es misst 55½ × 45 × 23 mm, ist also breiter und flacher als die beiden vorigen Exemplare; es fällt damit immerhin noch innerhalb der Variationsbreite dieser Art. Die Unterseite ist nicht erhalten. Auf der Oberseite finden sich die fast senkrecht zur Mittellinie geneigten vorderen und die in kleinem Winkel geneigten hinteren seitlichen Petalen. Die ersteren biegen sich an ihrem Ende etwas nach vorne um, die letzteren gleichfalls. Das vordere unpaare Ambulakrum ist nicht vertieft. Die Fasciole biegt sich etwa halbwegs in die hinteren seitlichen Interambulakren ein. In den vorderen bildet sie nahe den vorderen paarigen Petalen eine scharfe Einbuchtung und zieht sich dann bis zum vordersten Ambulakrum in zwei leicht geschwungenen Bogen hin, ohne dass eine ausgesprochene zweite Einbuchtung entsteht. Die Aufwölbung der Schale im hinteren Interambulakrum ist ausgesprochen. Die Porenzonen sind grösstenteils verwittert; was aber noch übrig ist deckt sich mit den vorigen Exemplaren.

4. Von Tji Sande in Cheribon, aus jungmiozänem Kalkgebirge (Coll. Bosch, Mijnwezen) liegen mir zwei Exemplare vor, welche ich gleichfalls zu dieser Art stellen möchte. Das eine ist 32 mm lang und 28 mm breit; es ist so zerbrochen, dass nur der Verlauf der Petalenenden wahrzunehmen ist. Das andere misst 37 × 27 × 18 mm. Es zeigt die senkrecht zur Mittellinie stehenden, vorderen seitlichen Petalen und die hinteren Petalen, welche nur einen sehr kleinen Winkel mit jener machen. Die Petalen sind alle am Ende etwas nach vorne gebogen. Die Poren in den Ambulakren sind kreisrund bis oval, die äusseren meistens etwas länglicher als die inneren. Die Fasciole biegt bis etwa halbwegs in die drei hinteren Interambulakren ein. In den vorderen ist nur die hintere Einbuchtung, nahe den vorderen paarigen Petalen, gut wahrzunehmen. Die Unterseite ist durch die Verdrückung des Stückes für ein eingehendes Studium unzugänglich.

Brissus spec.

1. Ein stark verwitterter *Brissus* (Abb. 57) liegt mir vor aus altmiozänen Schichten von Tjipanas, Kromonggebirge, Cheribon (Amsterdam M 465). Obwohl er aus denselben Schichten stammt wie zwei Exemplare von *B. latecarinatus,* wage ich es doch nicht, ihn zu derselben Art zu stellen. Die Schale ist auf der Oberseite nur an wenigen Stellen, dahingegen auf fast der ganzen Unterseite erhalten. Seine Maasse sind: Länge 85 mm, Breite 72 mm, Höhe 32 mm. Einen Unterschied gegenüber *B. latecarinatus* bildet der kleinere Winkel zwischen den vorderen paarigen Ambulakren und der vollkommen gerade Verlauf der vier seitlichen Petalen. Die an einer Stelle erhaltene Porenzone weist ovale innere und langgestreckte äussere Poren auf. Im hinteren Interambulakrum findet sich eine deutliche Erhöhung, aber kein zugespitztes Ende, wie bei der

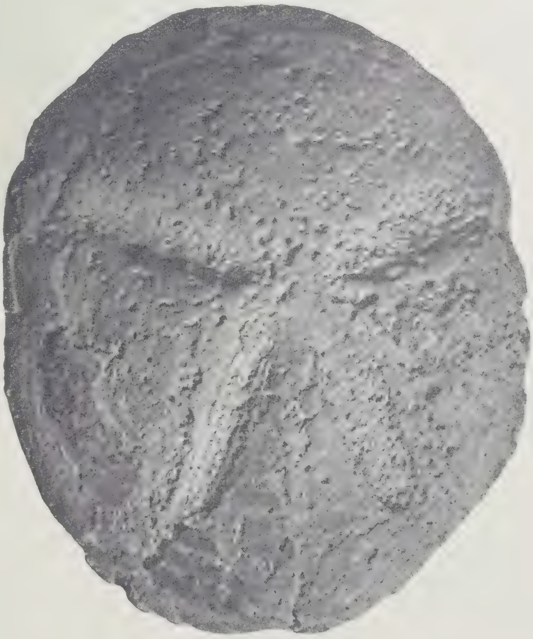


Abb. 57*a*.
Exemplar von oben.
Nat. Gr.

vorigen Art. Auch auf der Unterseite finden sich bedeutende Unterschiede, erstens in der grösseren Breite des Plastrons, und weiter darin,

Abb. 57*b*.
Exemplar von unten.
Nat. Gr.

dass sowohl das Mund- als das Afterfeld nach vorne gerückt sind, wodurch das ganze Plastron nach vorne verschoben erscheint.

Hemiaster cf. **eupetalum** HERKLOTS.

1. *Hemiaster eupetalum*, HERKLOTS 1854, p. 16; pl. V, f. 6; Miozän; Java, Tjidamar.

1. ? *Hemiaster* spec., GERTH 1922, p. 508.

1. Aus der Sammlung JUNGHUHN (L 4309) liegt ein seitlich zusammengedrücktes kleines Exemplar vor, das vielleicht hierzu gehört. Als Fundort des Stückes wird Tjikao angegeben, dies mag aber ein Fehler für Tjitaon (in Tjidamar) sein. Während nämlich das Original HERKLOTS' (L 4281) bestimmt aus Tjidamar stammt, wird bei dem zugehörigen Abdruck desselben (L 4316) Tjikao angegeben. Das Gestein von L 4309 ist dasselbe wie von L 4316. Da von Tjikao keine Seeigel, sondern nur Foraminifera beschrieben werden (K. MARTIN 1919, p. 153) und von Tjitaon speziell auf den Reichtum an Seeigelresten hingewiesen wird (l. c. p. 151), mag wohl ein Irrtum beim Nachschreiben der Fundortsnamen angenommen werden.

Pericosmus L. Agassiz.

Von dieser im Indischen Archipel ziemlich häufig vorkommenden Gattung liegen mir ausser den schon früher beschriebenen Exemplaren noch 325 Stücke aus verschiedene Sammlungen vor. Wenn auch viele Exemplare mehr oder weniger verdrückt sind, so ist es doch nicht unmöglich, von den meisten Stücken ziemlich gut die Maasse festzustellen. So liegen mir 37 Messungen von Länge, Breite und Höhe vor.

Herklots (1854) beschrieb acht Arten von *Pericosmus* aus der Sammlung Junghuhn, die er *P. granulosus, rotundatus, asperulatus, distinctus, planulatus, parvus, altus* und *elatus* nannte. K. Martin zog 1880 in seiner Revision die Arten *P. rotundatus, distinctus* und *planulatus* zu *P. granulosus,* und erwähnte ausser diesen nur noch *P. asperulatus* und *P. altus.* Die Arten *P. elatus* und *parvus* stellte er 1919 (p. 111) als „unbestimmbar'' zur Seite. Gerth ging 1922 noch weiter, indem er auch *P. asperulatus* zu *P. granulosus* zog. *P. elatus* und *P. parvus* werden von ihm als *Pericosmus* spec. bezeichnet, mit der Bemerkung, dass sie vielleicht nur eine besonders kurze Form des *P. altus* darstellen; Lambert u. Thiéry (1925) führen *P. asperulatus* und *P. parvus* als „espèces provisoires'' an. Lambert (1906) und Gerth (1927) beschrieben weiter noch einen *P. timorensis.*

Es sind bei *Pericosmus* deutlich eine hohe und eine niedrige Formenreihe zu erkennen. Die hohen Formen umfassen *Pericosmus parvus* Herklots, *P. altus* Herklots und *P. timorensis* Lambert. Zu den niedrigen Formen gehören *P. granulosus* Herklots und *P.* cf. *granulosus* Herklots (? nov. spec.).

P. altus unterscheidet sich von den andern hohen Formen durch seine geringe Breite. Sowohl *P. altus* als *P. parvus* sind in der Form deutlich von den übrigen Arten zu unterscheiden, weil bei ihnen sowohl die Vorderseite als die bis zu ziemlich grosser Höhe senkrecht abgestutzte Hinterseite besonders steil aufgewölbt sind, während bei *P. timorensis* und *P. granulosus* die Schale langsam bis zum Gipfel ansteigt. Ausserdem ist bei den ersten zwei Arten das Apikalfeld weiter nach vorn gerückt als bei den zwei letzteren. *P. altus* und *P. parvus* sind untereinander in Grösse, relativer Breite und besonders im Verlauf der peripetalen Fasciole verschieden. Der Unterschied zwischen *P. granulosus* und *P. timorensis* wird nur von der relativen Höhe gebildet, der zwischen *P. granulosus* und *P.* cf. *granulosus* (? nov. spec.) durch die Grösse und vielleicht durch die bei letzterem besonders grobe Warzenskulptur. Die Fasciolen von *P. timorensis* sind leider nicht bekannt; möglicherweise handelt es sich nur um eine jüngere Varietät von *P. granulosus.* Die verschiedenen Maassverhältnisse sind:

P. parvus	Länge 14—50 mm,	b:l 0.93—1.12,	h:l 0.53—0.74
P. altus	54—61	0.87—0.96	0.62—0.66
P. timorensis	51—78	0.93—1.07	0.53—0.62
P. granulosus	46—83	0.93—1.00	0.39—0.52
P. cf. *granulosus*	88—92	0.86—0.92	0.41—0.42

Pericosmus parvus Herklots.

1. *Pericosmus parvus*, Herklots 1854, p. 19; pl. V, f. 3; Miozän; Java, W. Tjidamar.
2. *Pericosmus elatus*, Herklots 1854, p. 20; p. 20; pl. V, f. 2; Miozän; Java, W. Tjidamar.
2. *Periaster Herklotsi*, Desor 1858, p. 388.
„Unbestimmbar'', K. Martin 1918, p. 111.
1, 2. *Pericosmus* spec., Gerth 1922, p. 507.
2. *Pericosmus elatus*, Lambert u. Thiéry 1925, p. 513.
1. *Pericosmus parvus*, Lambert u. Thiéry 1925, p. 513.

3. Aus den Sammlungen Cosijn, Fundorte 1, 59, 60 (L 22055—22056, 22138), und Mijnwezen (Bl. 110 A, 98, 100) liegt mir eine Reihe von Exemplaren vor aus dem Mittelpliozän des Kendenggebirges N. von Ploso bei Modjokerto (Abb. 58). Die fünf Stücke der Sammlung Cosijn sind am besten erhalten; sie scheinen auf *P. altus* hinzuweisen, sind aber kleiner (Länge 37—46½ mm, *P. altus*: 54—61 mm). Weiter ist an drei Stücken die Fasciole erhalten, und diese zeigt deutlich einen fast ungebrochenen Verlauf um die Petalen; sie ist sogar noch weniger eingebuchtet als bei *P. granulosus*, von dem sich ja *P. altus* gerade durch seine bis weit gegen den Scheitel hinaufreichende Fasciole unterscheidet. Das einzige in der Form mit den Exemplaren von Cosijn übereinstimmende Stück ist *P. parvus* Herklots (L 4279), dessen schlechte Erhaltung jedoch keine Fasciole erkennen lässt. Den Maassen nach muss man hierbei anschliessen *P. elatus* Herklots (L 4278) und zwei weitere Exemplare aus der Sammlung Junghuhn (L 4277) ebenfalls aus Tjidamar.

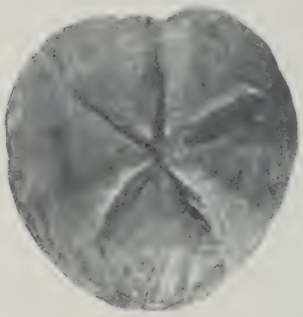


Abb. 58.
Ansicht von oben.
Nat. Gr.

Die Maasse der messbaren Exemplare sind:

L 4277	Länge 44.8 mm,	Breite 49.4 mm,	b : l=1.10,	Höhe 29.3 mm,	h : l=0.65
	48.8	46.8	0.96	34.1	0.70
4278	48.2	48.8	1.01	35.0	0.73
4279	43.7	41.9	0.96	30.4	0.70
22056	46.4	43.4	0.96	32.8	0.71
22138	43.8	41.6	0.95	27.9	0.64
	41.0	[38.0]	[0.93]	27.4	0.67
22055	38.6	38.3	0.99	26.3	0.68
	37.0	[37.0]	[1.00]	26.4	0.71
Mijnwezen					
100	40	[45]	[1.12]	21	0.53
98	37	[35]	[0.95]	21½	0.58
	28	28½	1.02	20	0.71
	31	30	0.97	21½	0.70
	31	33	0.94	23	0.74
	37½	39½	1.05	21½	0.57
	27	25	0.93	16½	0.61
	28	[31]	[1.11]	18½	0.66

Die Länge reicht von 14 bis 50 mm (*P. altus* 54—61 mm), die meisten messen mehr als 27 mm. Die Breite ist sehr variabel, 0.93 bis 1.12 der Länge (*P. altus* 0.87—0.96). Die Höhe beträgt 0.53 bis 0.74 der Länge, meistens ist h : l 0.64—0.71 (*P. altus* ungefähr gleich 0.62—0.66).

Die vorderen Ambulakren sind deutlich länger als die hinteren und erreichen 0.34 bis 0.49 der Länge des Gehäuses; sie enthalten ungefähr 20 Porenpaare in jeder Reihe. Diese Merkmale sind bei *P. altus* etwa gleich, aber verschieden bei *P. granulosus* (weniger inaequipetal, kürzere Ambulakren, mehr Poren).

Pericosmus altus Herklots.

1. *Pericosmus altus,* Herklots 1854, p. 19; pl. IV, f. 2; Jungmiozän; Java, W. Tjidamar und Tjidaoen.
1. *Pericosmus altus,* K. Martin 1880, p. 5.
1, *2.* *Pericosmus altus,* Gerth 1922, p. 507; (2) Jungmiozän; Madoera.

3. Aus der Sammlung Jochim (L 22033) liegen mir noch zwei Exemplare dieser Art vor, von denen das eine leider sehr stark zerdrückt ist. Das andere zeigt die typische hochgewölbte Form des Gehäuses von *P. altus.* Eine Fasciole ist nicht zu erkennen.

4. Schliesslich enthält die Sammlung des Mijnwezen (J 2541) ein Exemplar aus dem Pliozän (van Houten Schicht 4) der Menentengschlucht bei Waled, Cheribon. Das einigermaassen verdrückte Stück zeigt deutlich die Fasciole, welche in den Interambulakren weit eingebuchtet ist.

Die Maasse der gut erhaltenen Exemplare dieser Art sind:

L 4272 (No. 1) Länge 54.0 mm, Breite 50.0 mm, b : l = 0.93, Höhe 35.8 mm, h : l = 0.66.

L 4273 (No. 2) Länge 58.6 mm, Breite 51.0 mm, b : l = 0.87, Höhe 36.1 mm, h : l = 0.62.

L 22033 (No. 3) Länge 60.3 mm, Breite 57.6 mm, b : l = 0.96, Höhe 35.5 mm, h : l = 0.59.

Pericosmus granulosus Herklots.

1. *Pericosmus granulosus,* Herklots 1854, p. 16; pl. III, f. 3; Jungmiozän; Java, Tjidamar und E. Djampang Koelon.
2. *Pericosmus rotundatus,* Herklots 1854, p. 17; pl. IV, f. 1; Jungmiozän; Java, Tjidamar.
3. *Pericosmus asperulatus,* Herklots 1854, p. 17; pl. V, f. 1; Jungmiozän; Java, Tjidamar.
4. *Pericosmus distinctus,* Herklots 1854, p. 18; pl. IV, f. 6; Jungmiozän; Java, Tjidamar.
5. *Pericosmus planulatus,* Herklots 1854, p. 18; pl. IV, f. 3; Jungmiozän; Java, Tjidamar.
1, 2, 4, 5. *Pericosmus granulosus,* K. Martin 1880, p. 5.
a. *Schizaster* sp. (*S. subrhomboidalis*), Pratt u. Smith 1913, p. 327; pl. III, f. 4; Unterpliozän; Philippinen.
1—5, *6.* *Pericosmus granulosus* (pars), Gerth 1922, p. 507; (7) Jungmiozän; Madoera.
1, 2, 4, 5. *Pericosmus granulosus,* Lambert u. Thiéry 1925, p. 513.
3. *Pericosmus asperulatus,* Lambert u. Thiéry 1925, p. 513.
a. *Spatangid* sp. *indeterminate A,* Israelsky 1913, p. 307.

7. Zu den vielen von GERTH zu *P. granulosus* gestellten Exemplaren von Java gesellt sich noch ein Stück von N. von Ngawi (Sammlung Mijnwezen, Bl. 93 B, 246). Das Stück ist ziemlich gut erhalten, die feinere Skulptur ist aber abgerieben. Die Form des Gehäuses und die Anordnung der Ambulakren lassen aber keinen Zweifel, dass es sich um einen Vertreter von *P. granulosus* handelt.

8. Ein ziemlich stark zerdrücktes Exemplar befindet sich in Utrecht (G 183. 1911, Coll. WITKAMP) und stammt von der Insel Soemba.

9. Ein anderes, ebenfalls zerdrückt, fand sich in der Sammlung KAMPMEINERT (L 22004) und stammt von Rembang.

10. Ein etwas abgeriebenes Exemplar in der Sammlung des Mijnwezen (Bl. 91 B, No. 155) stammt aus dem Pliozän des K. Watoegoedil in Madioen.

? 11. Nicht ganz sicher ist die Zurechnung zu dieser Art eines etwas verdrückten Stückes aus dem Altmiozän von Sedan in Rembang (Coll. HULSHOF, Amsterdam). Es misst etwa $43\frac{1}{2} \times 41\frac{1}{2} \times 24$ mm, was eher auf *P. parvus* hinweist. Die vorne und hinten abgestutzte Form fehlt ihm aber, und schliesslich ist die Fasciole in den vorderen und seitlichen Interambulakren bis etwa halbwegs eingebuchtet.

Die Maasse der messbaren Exemplare sind:

L 4263	Länge 61.7 mm,	Breite 58.8 mm,	b : l = 0.95,	Höhe [32] mm,	h : l = [0.32]
4265	58.8	54.8	0.93	28.0	0.48
4266	72.0	67.8	0.94	[28]	[0.39]
4267	46.9	47.0	1.00	24.3	0.52
4268	66.4	64.3	0.97		
4270	64.6	61.3	0.95	31.5	0.49
4282	76.5	72.5	0.95	> 34.8	> 0.45
4307	47.7	44.6	0.94	24.6	0.52
Delft K. A. 3122	[60]	57.1	[0.95]	27.5	[0.46]
Mijnwezen 246	64	[61]	[0.95]	32	0.50

Es ist dies die „niedrige" Art von *Pericosmus*; sie ist an der niedrigen Form des Gehäuses sogleich zu erkennen. Die Fasciole ist ziemlich variabel, sie ist bei dem Exemplar L 4270 (*P. planulatus* HERKLOTS) fast so weit zwischen den Petalen eingebuchtet wie bei *P. altus*; bei L 4282 (*P. granulosus* HERKLOTS) verläuft sie an der linken Seite fast so gerade wie bei *P. parvus*, während sie an der rechten Seite desselben Exemplars winklig gebrochen ist. Die Ambulakren sind weniger inäquipetal als bei den hohen Formen von *Pericosmus*; zwei Exemplare (L 4265 und L 4270) sind fast äquipetal. Die Länge der vorderen Petalen beträgt 0.30 bis 0.41 der Schalenlänge, also etwas weniger als bei den hohen Formen; sie enthalten mehr als 20 (bis 27) Porenpaare in jeder Porenreihe.

Die Länge beträgt 46 bis 83 mm, die Breite (b:l) 0.92 bis 1.00, die Höhe (h:l) 0.39—0.52. Die Art ist also bedeutend niedriger als *P. parvus* und *P. altus*, und grösser als die erste, breiter als die zweite Art.

Pericosmus cf. granulosus Herklots.

1. *Pericosmus granulosus* (pars), Gerth 1922, p. 507; Jungmiozän; Madoera.

1. Zwei Stücke aus dem Jungmiozän vom G. Tegiring bei Sapoeloe auf Madoera (Coll. Schneider, L 4271 und 4275) zeichnen sich aus durch ihre Grösse, ihre extreme Flachheit, die extreme Länge der vorderen Petalen (0.41 der Länge des Gehäuses) und die grosse Zahl der Porenpaare in jeder Porenreihe (30—37). Da von der oberflächlichen Skulptur nichts erhalten ist, ist es schwierig zu sagen, ob die beiden Stücke auch in anderen Merkmalen von *P. granulosus* verschieden sind.

2. Ein ganz zerdrücktes Exemplar (Abb. 59) aus dem Kendenggebirge N. von Ploso bei Modjokerto, Fundort 61 (Sammlung Cosijn, L 22057) zeigt nur Teile der apikalen Seite eines grossen *Pericosmus* (jetzige Maasse: 94×82 mm). Nicht nur wegen seiner Grösse stimmt das Stück überein mit den obengenannten Exemplaren von Madoera, sondern auch in der Zahl der Porenpaare (mehr als 30 in jeder Reihe) und in der Länge der Petalen, die bis nahe an den Rand hinunterreichen. Die zirkumpetale Fasciole ist rechts an zwei Stellen erhalten; die Form der erhaltenen Teile entspricht derjenigen des *P. granulosus*. Die Warzen sind auffallend grösser und weniger zahlreich als bei *P. granulosus*.

Abb. 59.
Bruchstück von oben.
Nat. Gr.

Es ist nicht unmöglich, dass die drei vorliegenden Exemplare eine Varietät von *P. granulosus* oder vielleicht sogar eine neue Art darstellen. Das dürftige Material erlaubt jedoch keinen sicheren Schluss über die Frage, ob dies der Fall ist oder nur extrem grosse Exemplare von *P. granulosus* vorliegen.

Pericosmus timorensis LAMBERT.

1. *Pericosmus timorensis*, LAMBERT 1906, p. 687; pl. IV; Pliozän (? Quartär); Timor.
2. *Schizaster* cf. *philippii* (pars), v. STAFF u. RECK 1911, p. 44; Mittelpliozän; Java, Trinil.
3. *Pericosmus granulosus* (pars), GERTH 1922, p. 507; Jungmiozän; Madoera.
4. *Pericosmus timorensis*, GERTH 1927, p. 183; T. CCXVIII, f. 2; Pliozän (? Quartär); Timor.

1, 4. Von dieser Art sind bisher keine Exemplare bekannt geworden, an denen eine Fasciole erhalten ist. Inwieweit sie daher dem *P. granulosus* verwandt ist, ist noch nicht genau bekannt. Jedenfalls steht sie dieser Art sehr nahe. Nach LAMBERT sind die Unterschiede gelegen in der Gestolt des Gehäuses und in den mehr inaequipetalen, vorne schwach gebogenen Ambulakren. GERTH (1927) betont die grössere Höhe des Gehäuses in der Scheitelregion; nach ihm besteht in der Ausbildung der Ambulakren kein wesentlicher Unterschied, da diese auch bei *P. granulosus* in Länge und Biegung variieren. Ich kann diese Ansicht GERTHS, welcher LAMBERT (1906, p. 688, Fussnote 2) nicht beistimmen kann, völlig unterschreiben. Als einziger Unterschied bleibt dann also die grössere Höhe des *P. timorensis*. Gegen *P. altus* und *P. parvus* ist die Art scharf abgegrenzt durch die viel weniger steil ansteigenden Wände des Gehäuses und die weiter nach hinten gelegene Scheitelregion.

Auf Grund der von LAMBERT und GERTH (1927) genannten Maasse und ihrer Abbildungen kommt es mir vor, dass auch zu *P. timorensis* zu rechnen sind:

2. drei Exemplare von der Selenka-Expedition 1907 (Museum Berlin), von denen zwei von Pengkol und eines aus dem Korallensand von Sondé (bei Trinil) stammen. Die Stücke sind ziemlich schlecht erhalten; Fasciolen sind nicht erkennbar. Von dem in der Nähe aufgefundenen, gleichaltrigen *P. granulosus* von Ngawi unterscheiden sie sich nicht nur durch verhältnismässig grössere Höhe, sondern auch durch grössere Breite. Letztere übersteigt bei ihnen 99 % der Länge, während sie bei *P. granulosus* gewöhnlich unter 97 % liegt.

3. ein Stück aus dem Jungmiozän von Sapoeloe auf Madoera (L 4269), welches zusammen vorkommt mit zwei Exemplaren von *P.* cf. *granulosus* und zwei verdrückten Exemplaren, vielleicht von *P. granulosus*, fällt auf durch seine besonders grosse Höhe, die es von *P. granulosus* auf den ersten Blick unterscheidet. Da dennoch die Form des Gehäuses derjenigen des *P. granulosus* sehr ähnlich ist, stimmt das Stück zu der Definition von *P. timorensis*.

Die Maasse der gut erhaltenen Exemplare sind:

		Länge	Breite	b:l	Höhe	h:l
No. 1	(nach LAMBERT)	65 mm	68 mm	1.05	40 mm	0.62
No. 2	(Sondé)	51.5	55	1.07	28	0.54
	(Pengkol)	55	54.5	0.99	34	0.62
		53	54.5	1.03	32	0.60
No. 3	(L 4269)	65.1	62.5	0.96	37.3	0.57
No. 4	(Coll. WANNER nach GERTH)	78	73	0.94	41	0.53
		75	70	0.93	43	0.57
	(Coll. MOLENGRAAFF)	65.4	60.9	0.93	38.4	0.59

Hemifaorina nov. gen. **tuber** (Herklots).

1. *Hemiaster tuber*, Herklots 1854, p. 15; pl. V, f. 5; Jungmiozän; Java, W. Tjidamar.

1. *? Hemiaster* spec. (pars), Gerth 1922, p. 508.

1. Es sind in Leiden (Sammlung Junghuhn) vier Exemplare dieser Art, von denen eines (L 4280) von Herklots, ein zweites (L 4284) hier abgebildet ist (Abb. 60). Die Maasse sind:

L 4271 Länge 88.1 mm, Breite 81.3 mm, b:l 0.92, Höhe 36.7 mm, h:l 0.42.

L 4275 Länge 91.1 mm, Breite [78] mm, b:l [0.86], Höhe 37.7 mm, h:l 0.41.

Das Gehäuse ist etwas länger als breit (42 × 39 mm bei L 4284), die Höhe ist zwei Drittel der Länge (26 mm). Die Unterseite ist schwach konvex, die apikale Seite steigt regelmässig konvex an bis zum Vertex, welcher nur wenig hinter dem Apikalsystem liegt, und steigt dann mit der gleichen Krümmung nieder bis sie über dem Analsystem scharf abgestutzt ist. Das vordere Ambulakrum ist nicht so tief gesenkt wie bei *Schizaster*; es enthält in jeder Porenreihe ± 15 Porenpaare; die Poren eines jeden Paares sind durch eine seichte Grube, senkrecht zur Achse des Ambulakrums, verbunden. Die seitlichen vorderen Ambulakren sind gleich tief und zeigen eine ähnliche Anordnung der Poren; nur liegen die beiden Poren eines jeden Paares bedeutend weiter auseinander; die Richtung ihrer Achse ist ungefähr 30° von derjenigen des vorderen Ambulakrums verschieden. Die hinteren Ambulakren sind nur sehr kurz und machen einen Winkel von ± 50° mit der Längsachse der Schale. Die peripetale Fasciole geht ziemlich dicht an den vorderen seitlichen Ambulakren entlang. Von einer lateralen Fasciole sind nur kleine Rudimente unter dem After vorhanden, seitlich fehlt eine solche bestimmt. Bemerkenswert ist die nur bei *Faorina* bekannte Erscheinung, dass die vier vertikalen ambulakralen Suturen nackt sind über eine Breite von $1\frac{1}{2}$ bis $2\frac{1}{2}$ mm. Die nackten Ambulakralfelder auf der Unterseite sind breit; das Mundfeld ist klein.

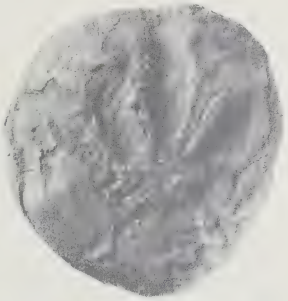


Abb. 60.
Exemplar von oben.
Nat. Gr.

Hemifaorina hat eine peripetale und eine unvollständig entwickelte laterale Fasciole, gerade Petalen, die vorderen paarigen bedeutend länger als die hinteren, und nackte vertikale Ambulakralsuturen. Sie gehört zu der Gruppe von *Linthia*, aus dem „Tribus" *Schizastrinae* Lambert (Lambert u. Thiéry 1925, p. 517).

Schizaster subrhomboidalis Herklots.

1. *Schizaster subrhomboidalis*, Herklots 1854, p. 20; pl. V, f. 4; Jungmiozän; Java, W. Tjidamar.
? 2. *Hemiaster costifer*, Herklots 1854, p. 16; pl. V, f. 7; Jungmiozän; Java, Tjidaoen.
2. *Schizaster costifer*, Desor 1858, p. 393.
1. *Schizaster subrhomboidalis*, K. Martin 1880, p. 5.
2. ? *Hemiaster* spec. (pars), Gerth 1922, p. 508.
1, 3. *Schizaster subrhomboidalis*, Gerth 1922, p. 509, T. LXII, f. 3; (3) Altmiozän; Java, G. Spolong und Rembang.
1, 3. *Schizaster (Aplospatangus) subrhomboidalis*, Lambert u. Thiéry 1925, p. 528.

2. Der mir vorliegende Abdruck (Coll. Junghuhn, L 4285) passt gut zu *S. subrhomboidalis*, soweit das Stück überhaupt bestimmbar sein möchte. Besonders die Form des vorderen Ambulakrums und die Lage der seitlichen Ambulakren bilden eine Stütze für diese Ansicht.

Schizaster spec. aff. subrhomboidalis Herklots.

1. Das Altmiozän des Tjipanas, Kromonggebirge, Cheribon, Java hat einen grossen *Schizaster* geliefert (Abb. 61), der mit der Art von Herklots in manchen Punkten Uebereinstimmung zeigt (Amsterdam M 467). Das leicht verdrückte Stück misst 78 × 73 × 46 mm. (*S. subrhomboidalis* L 4255: 54×54×39 mm). Ein bedeutender Unterschied gegenüber *S. subrhomboidalis* ist die Lage des Scheitels. Dieser liegt bei dem eben erwähnten Exemplar (L 4255) etwas hinter, bei unserem Stück ausgesprochen vor dem Mittelpunkt der Schale. Es kann aber sein, dass die Verdrückung beider Schalen die Ursache dieser Verschiedenheit ist.

Abb. 61.
Exemplar von oben.
Nat. Gr.

Die allgemeine Form der beiden Schalen ist übrigens ungefähr die gleiche. Beide sind hohe, breite, dadurch plumpe *Schizaster*-Arten. Die Richtung der Ambulakren ist gleichfalls dieselbe. Dasselbe gilt für die Fasciolen. Bei unserem Stück macht die peripetale Fasciole in den vorderen Interambulakren einen genau gleichen rechtwinkligen Knick wie

bei *S. subrhomboidalis,* indem sie erst parallel dem vorderen unpaaren Ambulakrum verläuft und sich dann plötzlich in einer Richtung senkrecht zu diesem nach dem Ende des vorderen seitlichen Petalen begibt. Auch der weitere Verlauf sowohl der peripetalen als der dünnen lateralen Fasciole ist für die beiden Arten der gleiche.

Die Granulierung ist bei unserer Art wie bei *S. subrhomboidalis,* mit diesem Unterschied, dass die Warzen an dem Rande etwas dichter aufeinander stehen als bei L 4255. Auch bei anderen Exemplaren von derselben Art (z. B. L 4254) stehen sie aber wohl dichter gedrängt.

Das Peristom ist von der gleichen Form wie das von L 4255, und weist auch die gleiche, an ihrem Rande wulstig verdickte Hinterlippe auf. Das Sternum, soweit erhalten, zeigt ebenfalls die gleiche Form und einen verhältnismässig gleich breiten, glatten Aussenrand. Das Periprokt wird vom Gestein verdeckt.

Einen Unterscheid *S. subrhomboidalis* gegenüber bildet vor allem die Form der vorderen paarigen Petalen. Diese sind bei dem vorliegenden Stück viel breiter und tiefer als dem Grössenverhältnis der beiden Exemplare entspricht. Während bei *S. subrhomboidalis* diese Petalen vom Scheitel aus langsam breiter werden und am Ende abgerundet sind, erreichen sie bei dem vorliegenden Exemplar sehr rasch den Durchmesser von etwa 7 mm und behalten diesen fast bis zu ihrem stumpf abgestutzten Ende. Der Abstand zwischen den Poren eines Paares sowie der Abstand zwischen den beiden Porenzonen eines Ambulakrums sind bei unserem Stück dementsprechend grösser. Auch die Länge der vorderen seitlichen Petalen ist im Verhältnis grösser als bei *S. subrhomboidalis.*

Die gleiche Vergrösserung der Längen- und Breitenmaasse ist bei den anderen Ambulakren wahrzunehmen, jedoch nicht in dem gleichen Maasse.

Schizaster progoensis GERTH.

1. *Schizaster subrhomboidalis,* K. MARTIN 1881, p. 115; Altmiozän; Java, G. Kelier.
2. *Spatangidae,* spec. ind., K. MARTIN 1885, p. 291; Jungmiozän; Java, Podjok.
1, 2, *3.* *Schizaster progoensis,* GERTH 1922, p. 510; T. LXII, f. 2; (3) Altmiozän; K. Kemedjing u. G. Spolong.

1. Der von GERTH (1922) angegebene Fundort in Semarang muss auf einem Irrtum beruhen; die zugehörige Etikette erwähnt „Kliergebergte, Samarang'', und da die Stücke (Delft K.A. 3130, 3131) aus dem gleichen Gestein stammen wie diejenigen der Leidener Sammlung vom G. Kelier, müssen sie vom Keliergebirge in Jogjakarta stammen.

3. Zu den Stücken vom G. Spolong gesellen sich noch zwei kleine, bisher unbestimmte Exemplare aus Leiden (4328).

4. Ein Abdruck aus der Sammlung JUNGHUHN (L 4311) aus dem Jungmiozän von West-Tjidamar zeigt sosehr die typische Form der Ambulakren von *S. progoensis,* dass die Zugehörigkeit zu dieser Art keinerlei Zweifel unterliegen kann, wenn auch das Stück weiter sehr schlecht erhalten ist.

5. Aus dem Altmiozän des K. Gede beim G. Bendo, Djoenggrangan, Westprogogebirge (Amsterdam M 494) liegen zwei kleine Exemplare vor,

welche sich den von GERTH beschriebenen Stücken vollkommen anschliessen. Sie zeigen das gleiche kleine Plastron, die gleiche Form des Peristoms, das gleiche schmale und tiefe vordere Ambulakrum, das nur wenig in den Ambitus einschneidet, das gleiche scharfe Rostrum im hinteren Interambulakrum und die gleiche Form der Petalen. Die Maasse der grössten Exemplars sind 34 × 30 × 24½ mm.

Schizaster cf. pratti ISRAELSKY.

1. *Schizaster* cf. *philippii* (pars), v. STAFF u. RECK 1911, p. 44; Mittelpliozän; Java, Trinil.
a. *Schizaster subrhomboidalis*, PRATT u. SMITH 1913, p. 325; pl. 2, f. 5; Unterpliozän; Philippinen.
a. *Schizaster subrhomboidalis*, DICKERSON 1922, p. 211, 213; pl. 13, f. 5.
a. *Schizaster pratti*, ISRAELSKY 1933, p. 305; pl. 4, f. 2, 3; pl. 5, f. 1—4.

1. Die mir vorliegenden vier Ganzstücke und ein Bruchstück aus der Sammlung der Trinil-Expedition (Berlin) sind von *S. philippii* in der zugespitzten Form der hinteren Extremität, in der Kürze der seitlichen Petalen und in dem eckigen Verlauf der peripetalen Fasciole, von der an zwei Exemplaren ein Stück deutlich erhalten ist, zusehr verschieden, um sie dieser Art zuteilen zu dürfen. Dahingegen sind ihnen viele Merkmale mit dem *S. pratti* gemeinsam, und zwar die obengenannten (die Fasciole ist in der Abbildung Frl. ISRAELSKY's nicht deutlich zu unterscheiden, scheint aber den gleichen Verlauf zu haben) und das schmale, tiefe vordere Ambulakrum, dessen parallele Wände ein besonderes Merkmal dieser Art sowie von *S. subrhomboidalis* darstellen. Die Maasse sind mit denen der philippinischen Stücke zu vergleichen, nur ist die Höhe etwas geringer: Länge × Breite × Höhe 62 × 57 × 39 mm, 59 × 58 × 36 mm, 59 × 56 × 38 mm und 55 × 51 × 35 mm.

Schizaster excavatus nov. spec. (R. MARTIN).

1. *Schizaster* cf. *canaliferus*, v. STAFF u. RECK 1911, p. 44; Mittelpliozän; Java, Trinil.

1, *2*. Aus dem Mittelpliozän der Umgegend von Trinil liegen mir

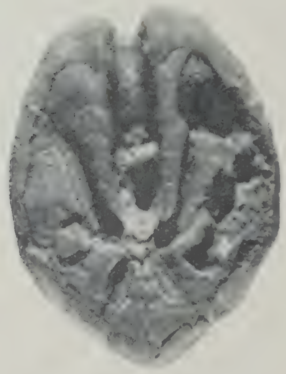


Abb. 62*a*.
Exemplar in nat. Gr.
Ansicht von oben.

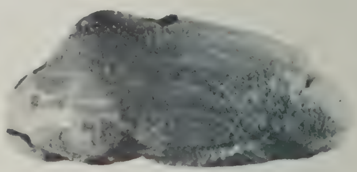


Abb. 62*b*.
Exemplar in nat. Gr.
Ansicht von der Seite.

zwei Exemplare einer neuen *Schizaster*-Art vor. Das eine stammt aus

der Sammlung des Berliner Museums (Abb. 62), das andere aus derjenigen des Mijnwezen (Bl. 93 B, 248; N. von Ngawi). Die Schale ist länglich und äusserst flach; die Maasse sind 47 × 36 × 24 mm, bezw. ± 56 × 45 × 30 mm. Das vordere Ambulakrum ist sehr tief und breit, in der Mitte des Gehäuses, gegen aussen hin etwas schmäler und untiefer werdend, also wie bei *S. progoensis*. Auch die Form und Länge der seitlichen Ambulakren sind wie bei dieser Art. Der Apex liegt weit nach hinten verschoben und enthält wenigstens zwei Genitalporen. Die flache Oberseite der Schale steigt von da an flach weiter, also ohne merklichen Kiel zwischen den hinteren Ambulakren, bis zum ganz hinten gelegenen Vertex. Die flach abgestutzte Hinterseite trägt in der Mitte den Anus. Das Plastron auf der Oralseite ist schmal und schwach gewölbt; beiderseits gehen die Seiten schräg nach oben und treffen an dem Ambitus scharfwinklig mit der Apikalseite zusammen. Peristom klein, dicht bei dem Einschnitt des unpaaren Ambulakrums in den Ambitus.

Schizaster jeanneti nov. spec. (R. MARTIN).

1. *Schizaster* cf. *philippii* (pars), v. STAFF u. RECK 1911, p. 44; Mittelpliozän; Java, Trinil.
2. *Schizaster* nov. spec., JEANNET 1928, p. 465; ? Pliozän; Soembawa.

2. Als Typus der neuen Art ist ein gut erhaltenes Stück aus dem Pliozän (?) von Soembawa (Coll. PANNEKOEK VAN RHEDEN, Basel) zu betrachten (Abb. 63). Die Art nähert sich einer Form aus dem Oligozän von Bünde (Westfalen), *S. progoensis* GERTH und *S.* (*Spatangus*) *canaliferus* (LAM., DE BLAINV. emend.). Die Maasse sind: Länge 42½ mm,

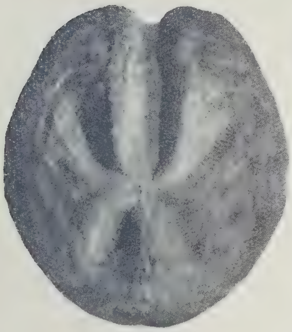


Abb. 63*a*. Exemplar in nat. Gr. Von oben.

Abb. 63*b*. Exemplar in nat. Gr. Von unten.

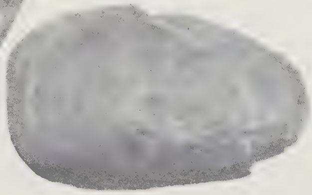


Abb. 63*c*. Exemplar in nat. Gr. Profil.

Breite 38½ mm, Höhe 26 mm. Das vordere Ambulakrum ist tief eingesenkt und erzeugt einen bedeutenden Einschnitt in den Ambitus Seine Wände verlaufen etwa parallel; am Ende der Porenzonen wird es aber schmäler. Der Querschnitt dieser vorderen ambulakralen Ein-

senkung ist etwa U-förmig, mit fast senkrechten Wänden. Die beiden Porenzonen sind sehr schmal, die Poren rund.

Die übrigen Petalen sind zwar auch tief eingesenkt, die Wände dieser Vertiefungen sind jedoch gleichmässig gerundet. Die Porenzonen sind sehr breit, die Poren länglich und mittels tiefer Furchen gejocht. Die hinteren Petalen haben etwa $^2/_3$ der Länge der beiden vorderen.

Es sind 4 Genitalporen vorhanden. Die peripetale Fasciole ist in den vorderen Interambulakren schwach, in den hinteren seitlichen ziemlich weit und im hinteren unpaaren fast nicht eingebuchtet.

Die Unterseite enthält den 6½ mm breiten Mund, der nur 4 mm hinter dem Einschnitt des vorderen Ambulakrums liegt. Der After ist kreisrund, hat 6 mm Durchmesser und liegt oben an der senkrecht abgestutzten Hinterseite. Das Plastron ist breit (Länge 25, Breite 22 mm.).

Von *S. progoensis* unterscheidet sich die Art durch die grössere Breite der Ambulakren, die geringere Tiefe des vorderen Ambulakrums und besonders durch den Einschnitt des vorderen Ambulakrums in den Ambitus und das breite Plastron. Sie ist weiter niedriger als *S. canaliferus* und besitzt eine flachere Unterseite als dieser. Ausserdem sind die Breite des Plastrons, die kleine Mundöffnung und der eckig eingebogene Verlauf der peripetalen Fasciole in den vorderen Interambulakren Unterschiedsmerkmale.

1, *3*. Die beiden Stücke aus der Gegend von Trinil (Samml. Berlin) (Abb. 64) und Ngawi (Samml. Mijnwezen, Bl. 93 B, 241) sind von länglicher Form und ziemlich flach. (Länge und Breite des aktinalen Plastrons sind ± 24 × 22 bezw. 28 × 26 mm, die Breite der Mundöffnung 5 mm. Die Maasse sind ± 45 (ergänzt) × 38 × 23 bezw. 49 × 45 × 24 mm.

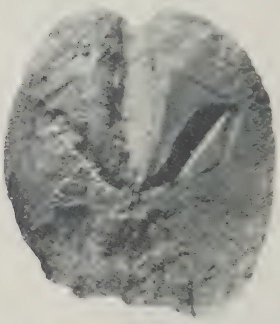


Abb. 64.
Ansicht von oben.
Nat. Gr.

4. Besonders zahlreich ist das Vorkommen dieser Art im jungmiozänen Kalkgebirge von Tji Sande in Cheribon (Samml. Mijnwezen, Bl. II A, 80, und Coll. Bosch). Von den 8 Exemplaren von diesem Fundort, welche ich zu *S. jeanneti* stellen möchte, sind jedoch nur wenige gut erhalten, ja viele sogar so schlecht, dass ihre Zuteilung zu dieser Art mehr oder weniger zweifelhaft ist. Die zwei best erhaltenen Stücke lassen das verhältnismässig breite Plastron und die typische Form der Ambulakren gut erkennen, sowie den Einschnitt des vorderen Ambulakrums in dem Ambitus. Ihre Maasse sind:

Länge 38 mm,	Breite 32 mm,	Höhe 30 mm.
38	33.5	33

Das erste ist etwas mehr zerdrückt als das zweite. Die peripetale und die laterale Fasciole sind an beiden gut wahrzunehmen. Die Ambulakren sind bei dem zweiten Exemplar weniger tief als beim Typus der Art; ausserdm sind seine hinteren Petalen etwas kürzer.

? 5. Zwei sehr schlecht erhaltene Bruchstücke liegen vor aus dem Altmiozän des Goenoeng Spolong im Westprogogebirge (L 4322). Die Form des vorderen Ambulakrums schliesst *S. subrhomboidalis* und *S. progoensis,* welche beide an diesem Ort gefunden wurden, aus.

Schizaster spec. 1.

1. Schizaster cf. *japonicus,* GERTH 1927, p. 183; T. CCXVIII, f. 3; Pliozän (? Quartär); Timor.

2. Die Form des Stückes aus der Sammlung des Mijnwezen (Bl. 93 B, 246) ist fast genau diejenige des von GERTH aus Timor beschriebenen Exemplars (Nr. 1). Länge 65 mm, Breite 67 mm, Höhe 35 mm. Die äusserste Flachheit der Gestalt und die merkwürdige Form des vorderen Ambulakrums (wie bei *S. progoensis*) scheinen eher auf eine neue Art als auf *S. japonicus* hinzudeuten. Aus dem Mittelpliozän N. von Ngawi, Ostjava.

Schizaster spec. 2.

1. Ein Steinkern aus den Telisaschichten (Untermiozän) von Wai Iliran in Süd-Sumatra (L 22024) (Abb. 65) zeigt ebenso wie die vorigen Stücke Anklange an *S.* (*Spatangus*) *canaliferus* (LAM., DE BLAINV. emend.). Er hat aber breitere und weniger tief eingesenkte vordere seitliche Petalen und nähert sich dadurch dem *S. lovisatoi* COTTEAU aus dem Miozän der Mittelmeerländer (COTTEAU 1913, p. 118, pl. XIII, f. 2—7). Die Maasse sind 49 × 46 × 26 mm.

2. Aus der Hauptfossilzone (Oberpliozän) von Glé Miraphon in der Landschaft Peusangan in Atjeh (L 22024; Bl. 4, 321) liegen mir vier schlecht erhaltene Exemplare vor, von denen jedoch eines genügend gut erhalten ist, um eine grosse Aehnlichkeit mit dem oben beschriebenen Stück erkennen zu lassen.

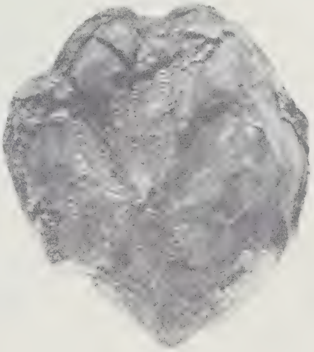


Abb. 65.
Ansicht von oben.
Nat. Gr.

Schizaster spec. 3.

1. Aus dem Miozän des Tjibarengkokmilir, eines Seitenflusses des Tjitangar, Poerwakarta, Java, stammt ein stark verdrückter Rest (Abb. 66) eines grossen *Schizaster* (Mijnwezen, Bl. 30, No. 1231). Am merkwürdigsten sind wohl die Stacheln dieses Tieres, die sowohl der Ober- als der Unterseite noch zu hunderten anhaften. Sowohl durch die Zerdrückung als durch die Stacheln sind die Einzelheiten der Ambulakra nicht gut wahrzunehmen. Ebensowenig sind die Genitalporen zu unterscheiden. Die Fasciolen sind dahingegen ziemlich weit zu verfolgen. Die peripetale Fasciole ist stellenweise recht breit. Sie ist in den vorderen und im unpaaren hinteren Interambulakrum nicht eingebuchtet, in den seitlichen aber ziemlich weit. Die laterale Fasciole ist nur an der

rechten Seite wahrzunehmen, an der Stelle, wo sie von der peripetalen abzweigt.

Die hinteren Petalen sind kurz, die vorderen, seitlichen etwa drei mal so lang und an ihrem Ende ein wenig seitwärts abgebogen. Das

Abb. 66.
Exemplar in nat. Gr.
Ansicht von oben.

vordere unpaare Ambulakrum ist das längste. Am Ende schliesst es sich plötzlich; ob es sich noch weiter fortsetzt und in den Ambitus einschneidet, ist nicht festzustellen.

Die Unterseite lässt nichts besonderes erkennen.

Das Stück möchte mit *S.* (*Spatangus*) *canaliferus* DE BLAINV. verwandt sein.

Schizaster spec.

1. Vom K. Loesi in Rembang (Mijnwezen, Bl. 39, 211 A) liegen mir neun schlecht erhaltene und verdrückte Exemplare einer *Schizaster*-Art vor. Von zweien derselben seien hier die Maasse gegeben:

Länge 53 mm, Breite 44 mm, Höhe 24 mm.
38 28 16

Bei dem erstgenannten liegt der Scheitel exzentrisch nach hinten, ist das vordere Ambulakrum sehr lang und schmal, die Hinterseite schief nach hinten geneigt. Bei dem zweiten liegt der Apex stark exzentrisch nach vorn und ist die Hinterseite schief nach vorne geneigt. Die übrigen Formen halten entweder die Mitte zwischen diesen beiden Extremen, oder es gesellen sich noch andere Komponenten der Verdrückung hinzu. Eine genaue Beschreibung ist durch diesen Umstand nicht zu geben. Dabei fehlt die Schale an allen Stücken, nur in den Ambulakren ist sie oft erhalten. Die Steinkerne zeigen bald ein untiefes oder ein tiefes, schmales vorderes Ambulakrum, bald ist dies breit und tief. Die vorderen seitlichen Ambulakren bilden Winkel, die etwa 20° und 60° mit der Mittellinie wechseln. Auch die hinteren zeigen verschiedene Stellungen, wie auch verschiedene Länge. Das hintere Interambulakrum ist bald zu einem scharfen Rostrum zugespitzt, bald ist es nur schwach gewölbt. Die Unterseite lässt fast keine Details erkennen. Möglicherweise liegen mehr als eine Art vor. Der Erhaltungszustand der Stücke lässt aber nicht zu, dies zu entscheiden.

? **Opissaster** spec.

1. ? *Opissaster* sp. ind., JEANNET 1928, p. 465; Oligozän?; Soembawa.

1. Aus dem Oligozän oder Miozän von der Westseite von Laboean Hadji, P. Ngali, bei Soembawa (Samml. PANNEKOEK VAN RHEDEN, Basel) (Abb. 67).

Schizaster? Opissaster? spec.

1. Aus dem Miozän (?) von Nordost Borneo (Samml. HIRSCHI), Zürich.

Dieses Exemplar ist schlecht erhalten und die Verzierung leider ziemlich abgerieben. Das unpaare Ambulakrum ist besonders breit und seine Seiten sind mit ziemlich scharfen Kanten abgegrenzt. Die vorderen Ambulakra-Paare sind merklich stark und tief gebogen, während die hinteren sehr kurz, aber ebenfalls tief sind. Von dem Apex, der Fasciole und dem Peristom ist nichts zu sagen, weil diese nicht zu sehen sind.

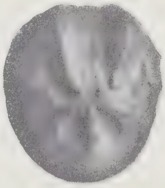


Abb. 67. Exemplar in nat. Gr. Ansicht von oben.

Herr I. LAMBERT schrieb mir: „Le petit exemplaire, attribué à l'Oligocène, se rapproche de *Opissaster,* mais je ne vois pas à quelle espèce on pourrait le rapporter.''

III. STRATIGRAPHIE.

Um möglichst kurz zu sein, wurden die Fundorte, soweit sie schon in der Literatur ausführlich erwähnt wurden, nur mit einem Namen und dieser Literaturstelle angedeutet.

Fossile Echiniden, welche in der vorliegenden Arbeit nicht beschrieben und nicht in der Synonymie erwähnt wurden, sind mit einem * angedeutet worden. Diejenigen unter ihnen, welche nicht spezifisch bestimmt wurden, sind zum grössten Teil in der Literatur bisher nicht erwähnt worden.

Obereozän von Java.

1. *Nanggoelan,* Gouv. Jogjakarta (K. MARTIN, II, p. 201).
   a. *Kali Poeroe* (Coll. MARTIN-ICKE, Leiden) : * ? *Brissopsis* spec.
   b. ? *Kali Poeroe* (do.) : **Cidaris* spec., **Brissidae* gen. spec.
   c. *Kali Songo* (Coll. VERBEEK, Leiden) : **Schizaster* spec.

Altmiozän von Java.

2. *Westprogogebirge,* Gouv. Jogjakarta (K. MARTIN, II, p. 278).
   a. *Goenoeng Spolong* (Coll. MARTIN-ICKE, Leiden) : **Cidaris* spec., *Sismondia javana, Clypeaster* cf. *humilis, Eupatagus affinis. Schizaster subrhomboidalis, Schizaster progoensis, Schizaster* cf. *jeanneti,* **Schizaster* spec.
   b. *Kali Kemedjing* (do.) : *Schizaster progoensis.*
   c. *Kembang Sokkoh* (do.) : **Cidaris* spec.
   d. *Goenoeng Kelier* (Coll. VERBEEK, Leiden u. Delft) : *Pseudopechinus percultus, Laganum multiforme, Schizaster progoensis.*
   e. *Kali Gede* bei Goenoeng Bendo, Djoenggrangan (Coll. Amsterdam) : *Eupatagus affinis, Schizaster progoensis.*
   f. *Goenoeng Moenggang* bei Kampong Donoredjo (do.) : *Sismondia javana.*

1. *Nanggoelan,* Gouv. Jogjakarta (K. MARTIN, IX, p. 126).
   d. *Tegálsari* (Coll. MARTIN-ICKE, Leiden) : *Phyllacanthus dubius sundaicus,* **Heterocentrotus* spec., **Irregularia* gen. spec.
3. *Zuidergebergte,* S. von Malang, Unterecke Soemberassin, Abt. Malang (GERTH, 1931, p. 193) (Coll. Dr. C. SCHRÖTER, Zürich) : *Clypeaster reticulatus,* ? *Echinodiscus* spec., *Eupatagus affinis.*
4. Abt. *Rembang* (a—g K. MARTIN, IX, p. 149—153; h—j GERTH 1922, p. 499—500, Nr. 17—19).
   a. *Sedan* (Coll. HULSHOF, Amsterdam) : *Prionocidaris baculosa, Echinolampas* cf. *ovatus, Pericosmus* cf. *granulosus.*

b. *Ngegot* bei Sedan (Coll. GERTH, Amsterdam) : *Javanechinus rembangensis, Tristomanthus* cf. *javanus, Echinolampas ovatus.*
c. *Ngampel* (Coll. MARTIN-ICKE, Leiden) : **Cidaris* spec.
d. ? *Ngampel* (do.) : **Cidaris* spec.
e. *Kali Loesi* (Coll. Mijnwezen, Bandoeng) : *Schizaster* spec.
f. ? *Bei Pitjis* (Coll. BAUER, Leiden) : *Cidaris aculeata, Phyllacanthus imperialis javana.*
g. *Kali Panowan* (Coll. GONGGRIJP, Leiden) : *Echinolampas depressa,* * ? *Schizaster* spec.
h. *Mahindoe* (Coll. WANNER, Leiden) : *Schizaster subrhomboidalis.*
i. *Twiwian* (do.) : *Tempopleurus toreumaticus, Javanechinus rembangensis.*
j. *Desa Baroes* (Coll. Delft) : *Javanechinus rembangensis.*
k. *Gambiran* bei Pamotan (Coll. Amsterdam) : *Maretia* cf. *planulata,* **Irregularia* gen. spec. nov.

5. *Tjipanas,* Goenoeng Kromong, Abt. Cheribon (Coll. Amsterdam) (GERTH, 1931, p. 193) : *Brissus latecarinatus, Brissus* spec., *Schizaster* spec. aff. *subrhomboidalis.*
6. *Grissee,* Abt. Bodjonegoro, Bohrung I, — 211 m. und — 335 bis — 370 m. (Coll. VAN DIJK, Leiden) (K. MARTIN 1918, p. 144) : *Cidaris* spec. nov., * ? *Stomopneustes* spec., **Echinoidea* gen. spec.
7. *Ngembak,* Abt. Semarang.
   a. *Bohrung B, — 110 m.* (Coll. VAN DIJK, Leiden) (K. MARTIN 1918, p. 135) : **Fibularia* spec.

Jungmiozän von Java und Madoera.

8. *Tjilanang,* Abt. Priangan (K. MARTIN 1900, p. 155 ff.; 1918, p. 127—129).
   a. *Tji Tangkil—Tji Boerial,* bei Tji Sendwoet (Coll. Dr. A. TOBLER, Basel) : *Phyllacanthus imperialis javana.*
   b. do. (Coll. JUNGHUHN, Leiden) : *Jacksonaster decagonus.*
   c. *Liotjitjankang* (Coll. MARTIN-ICKE, Leiden) : *Phyllacanthus imperialis javana,* **Cidaris* spec.
   d. *Tji Boerial* (do.) : **Cidaris* spec., **Clypeaster* spec.

9—12. *Tji Odeng, Pasir Soeren* (bei Paal 88), *Tjadasngampar, Paroengponteng,* Abt. Priangan (Coll. VERBEEK, Leiden) (K. MARTIN, 1918, pp. 125, 129, 130) : *Phyllacanthus imperialis javana.*
13. *Tji Karang,* Abt. Priangan (Coll. JUNGHUHN, Leiden) (K. MARTIN 1918, p. 153) : **Cidaris* spec.
14. *Oestliches Djampang Koelon,* Abt. Priangan (Coll. JUNGHUHN, Leiden) (K. MARTIN 1918, p. 148; GERTH 1922, p. 499, Nr. 13) : *Temnopleurus toreumaticus, Echinodiscus lesueuri, Jacksonaster decagonus, Pericosmus granulosus.*
15—16. *Tji Seureuh, Tji Tjoeroeg,* Abt. Priangan (Coll. VERBEEK, Leiden) (GERTH 1922, p. 499, Nr. 14) : *Clypeaster humilis.*
17. *Tjidamar,* Abt. Priangan (K. MARTIN 1918, p. 149—150; GERTH 1931, p. 196).

a. *Westliches Tjidamar* (Coll. JUNGHUHN, Leiden): **Stomopneustes* variolaris, Clypeaster humilis, Tristomanthus minutus, Pericosmus *parvus, P. altus, P. granulosus, Hemifaorina tuber, Hemiaster eupetalum, Schizaster subrhomboidalis, S. progoensis, * ? Schizaster* spec.

b. *Tjidaoen* (Coll. JUNGHUHN, Leiden): *Prionocidaris baculosa, Cidaris rugata, Clypeaster humilis, Echinodiscus angulosus, Jacksonaster herklotsi, Tristomanthus minutus, Echinolampas depressa, Eupatagus pulchellus, E. affinis, Maretia planulata, *Breynia magna, *Brissus declivis, *Brissopatagus javanicus, *Brissopsis luzonica, *B.* spec., *Pericosmus altus, P. granulosus, Hemiaster* cf. *eupetalum, Schizaster* cf. *subrhomboidalis, *Irregularia* gen. spec. spec. spec.

c. *W. Tjidamar* oder *Tjidaoen* (Coll. JUNGHUHN, Leiden u. Delft): *Pericosmus granulosus, *Hemiaster tuberculatus, Irregularia* gen. spec.

18. *Podjok*, Abt. Kediri (Coll. JUNGHUHN, Leiden) (K. MARTIN 1900, p. 191): *Pseudopechinus percultus, Clypeaster* cf. *humilis, Laganum multiforme, Schizaster progoensis.*

19. *Wirosari*, Abt. Semarang (Coll. VERBEEK, Leiden) (K. MARTIN 1900, p. 191): *Pseudopechinus percultus, Laganum multiforme, Jacksonaster herklotsi.*

7 *Ngembak*, Abt. Semarang.

b. *Bohrung B, — 60 bis — 70 m.* (Coll. VAN DIJK, Leiden) (K. MARTIN 1918, p. 134): *Cidaris* spec.

20. *An der Grenze der vormaligen Abt. Djapara und Semarang* (Coll. VERBEEK, Leiden) (GERTH 1922, p. 499, Nr. 15): **Brynia sundaica.*

21. *Batavia.*

a—b. *Bohrung II, — 180 m.*, und *Bohrung IV, — 130 bis — 134 m.* (Coll. VAN DIJK, Leiden) (K. MARTIN 1918, p. 124): *Cidaris* spec., **Temnopleurus* spec., **Salmacis* spec., **Clypeastridae* gen. spec.

22. *Tji Sande*, Abt. Cheribon (Coll. Mijnwezen u. A. D. H. BOSCH, Bandoeng): *Chondrocidaris sundaica, Phyllacanthus imperialis javana, *Temnopleurus sundaicus, Opechinus cheribonensis, O. collignoni, *Dicoptella agassizi, *D. leupoldi, *D. tobleri, *D. javana, *Paradicoptella rutteni, *Microcyphus javanus, *M. melo, Javanechinus erbi, *Tripneustes* cf. *schneideri, *Ellipsechinus* spec., *Clypeaster* spec. *a, C. reticulatus, C. reticulatus* var., *Laganum boschi, L. multiforme, Eupatagus pulchellus, Brissus latecarinatus, Schizaster jeanneti.*

23. *Goenoeng Soesoeroeh*, Abt. Cheribon (Coll. VERBEEK, Leiden) (GERTH 1922, p. 517): *Phyllacanthus imperialis javana, P. dubius.*

24. *Kendenghügel*, nördlich von Ploso und Modjokerto, Abt. Soerabaja.
a. *Pengamponformation* (Diatomeenmergel) (Coll. COSIJN, Leiden, Fundort 61) (VAN ES 1931, p. 110): *Pericosmus* cf. *granulosus.*

25. *Madoera.*

a. *Goenoeng Tegiring* bei Sapoeloe (Coll. SCHNEIDER, Leiden u. Wien; Coll. VERBEEK, Leiden) (K. MARTIN 1900, p. 139): *Prionocidaris*

baculosa annulata, Phyllacanthus imperialis javana, P. dubius, Temnopleurus toreumaticus, Salmacis bicolor, Opechinus cf. *cheribonensis, O.* cf. *collignoni, O. madurae, Pseudopechinus percultus oligoporus, *Dicoptella agassizi, Javanechinus erbi, Hipponoe schneideri, Coelopleurus schneideri, Laganum conchatum, Echinolampas elevatus, *Eupatagus eximius, E. pulchellus, Maretia mojsvari, *Lovenia madurae, Breynia paucituberculata, *Brissus* spec., **Brissopatagus javanicus, *Brissopsis* spec., *Pericosmus altus, P. granulosus, P.* cf. *granulosus, P. timorensis.*

b. *Balega* (Coll. Verbeek, Leiden) (Gerth 1922, p. 499, Nr. 6): *Temnopleurus toreumaticus.*

c. *Telok Goenoeng* (do.) (Verbeek-Fennema, Java, p. 1012, Nr. 14): * ? *Echinolampas* spec.

Miozän (ungeteilt) von Java.

26. *Tjigoegoer,* Tjidamar, Abt. Priangan (Coll. Mijnwezen, Bandoeng): *Clypeaster humilis.*
27. *Tji Mandari,* im Westen der Abt. Priangan (Coll. Mijnwezen, Bandoeng): *Temnopleurus toreumaticus.*
28. *Tjibarengkokmilir,* Nebenfluss des Tjitangar, p. 21 B, Poerwakarta, Abt. Batavia (Coll. Mijnwezen, Bandoeng): *Schizaster* spec. *3.*
7 *Ngembak,* Abt. Semarang.

c. *Aus Bohrungen und dem anstehenden Gestein* (Coll. van Dijk, Leiden) (K. Martin 1918, p. 135): *Stylocidaris reini, Cidaris aculeata, Chondrocidaris sundaica, Phyllacanthus imperialis javana, Cidaris* spec. spec., *Eupatagus* spec., *Maretia* cf. *planulata, *Irregularia* gen. spec.

Pliozän von Java.

29. *Soedimanik,* Abt. Bantam (Coll. Verbeek, Leiden) (K. Martin 1918, p. 122): *Maretia planulata.*
30. *Waled,* Abt. Cheribon (Coll. Junghuhn, Leiden; Coll. Mijnwezen, Bandoeng) (K. Martin 1918, p. 131): *Laganum multiforme, Pericosmus altus.*
31. *Kali Kebolintang,* vorm. Abt. Djapara (Coll. Verbeek, Leiden) (K. Martin 1918, p. 139): *Salmacis bicolor, S. rarispina.*
32. *Tremboel* bei Bandoeng, E. von Koendoeran, Abt. Rembang (Coll. Dr. M. Blumenthal, Basel). Nach Blumenthal liegen die „Tremboelschichten'' transgressiv auf älteren, tonigen Schichten. Die Echiniden finden sich zusammen mit Foraminiferen und Mollusken in der höchsten Schicht, welche aus einem Mergel mit einigen Konkretionen von kalkigem Sandstein besteht. Das Ganze repräsentiert das fazielle Aequivalent der Conglomeratlagen (= ? Trinil)): **Printechinus javanus, * Dicoptella maculata, Clypeaster blumenthali, Echinodiscus lesueuri, Jacksonaster herklotsi, Tristomanthus javanus, Echinolampas depressus.*
33. *Kali Watoegoedil,* Abt. Madioen (Coll. Mijnwezen, Bandoeng): **Erbechinus erbi, Pericosmus granulosus.*
34. *Trinil,* Abt. Madioen (Mittelpliozän nach van Es, 1931, p. 77).

a. *Pengkol* und *Padasmalang* bei Trinil (*Sondéschichten der Klitikformation*) (Coll. SELENKA-Expedition 1907, Berlin u. Delft; Coll. Mijnwezen, Bandoeng, Bl. 93 B, 248, 250, 254): *Phyllacanthus imperialis, Clypeaster reticulatus, C. brevipetalus, C.* cf. *malumbangensis, Laganum conchatum, Echinodiscus lesueuri, Pericosmus timorensis, Schizaster* cf. *pratti, S. excavatus, S. jeanneti.*

b. *Nördlich von Ngawi (Klitikformation)* (Coll. Mijnwezen, Bandoeng, Bl. 93 B, 241, 246; Coll. SELENKA-Expedition 1907, Berlin): *Breynia* spec. *a, Pericosmus granulosus, Schizaster jeanneti, S.* spec. *1.*

24. *Kendenghügel,* Abt. Soerabaja.

b. *Ngronanformation* (Coll. Mijnwezen, Bandoeng, Bl. 105 B, 53; Bl. 110 A, 81, 89, 98, 100; Coll. COSIJN, Leiden, 1, 59, 60) (Mittelpliozän nach VAN ES, 1931, p. 112 (Kembangan) u. 113 (Soemberringin). Nach den noch nicht veröffentlichten, von Ir. J. DUYFJES aufgenommenen Blättern der geologischen Karte von Java besteht diese Formation aus einem mergeligen, tuffogenen und kalkhaltigen Sandstein. Oestlich vom Goenoeng Goewo geht diese Schicht über in den 2. Horizont der Pinggirformation): *Temnopleurus toreumaticus, Clypeaster* spec. *b, Laganum conchatum, Echinodiscus lesueuri, Scutella* spec. *a, Pericosmus parvus.*

c. *Pinggirformation, 2. Fossilhorizont* (Coll. Mijnwezen, Bandoeng, Bl. 110 B, 149; Coll. COSIJN, Leiden, 75, 77, 78, 80, 81, 87, 95, 96) (Mittelpliozän nach VAN ES, l. c., p. 118 (Simo 1). Nach der Karte von DUYFJES besteht die Formation aus blauen Tonen mit zwei mergeligen Sandsteinschichten, von denen der hier erwähnte 2. Fossilhorizont die obere bildet. Der 1. Fossilhorizont (untere Sandsteinschicht) (Unterpliozän, VAN ES, 1931, p. 111) enthält keine fossilen Echiniden): *Phyllacanthus dubius, *Cidaris* spec., *Temnopleurus toreumaticus, Laganum conchatum, *Schizaster* spec.

d. *Poetjanganformation, 1. Fossilhorizont* (Coll. Mijnwezen, Bandoeng, Bl. 110 A, 106; Coll. COSIJN, Leiden, 44, 45, 68, 70—72, 84, 92) (Mittelpliozän nach VAN ES, 1931, p. 114 (Soemberringin 1), wahrscheinlich gleichaltrig mit den Sondéschichten von Trinil): **Cidaris* spec., *Temnopleurus toreumaticus, Salmacis rarispina, Laganum conchatum, Jacksonaster decagonus, Echinarachnius placenta, *Brissidae* gen. spec.

Pliozän oder Plistozän von Java.

24. *Kendenghügel,* Abt. Soerabaja.

e. *Poetjanganformation, 2. Fossilhorizont* (Coll. Mijnwezen, Bandoeng, Bl. 110 B, 178; Bl. 116 A, 218, 220; Coll. COSIJN, Leiden, 29, 35, 82, 113) (Oberpliozän nach VAN ES, 1931, p. 117 (Soemberringin 2 u. 3), p. 119 (Simo 2 u. 3); Altplistozän nach v. KOENIGSWALD, 1934, p. 197 und 1935, p. 194 (Djetis). Dies ist der zweite (untere) fossilführende Horizont (mehr oder weniger tuffiger Ton mit sandigen Einschaltungen) von COSIJN (1932,

p. 146), deren Mollusken von K. Martin (1932, p. 149) bestimmt wurden (Oberpliozän): **Cidaris* spec., *Echinodiscus lesueuri, Tetrodiscus auritus.*

f. *Poetjanganformation, 3. Fossilhorizont* (Coll. Mijnwezen, Bandoeng, Bl. 110 B, 183, 185, 186, 189, 190; Bl. 116 A, 229, 232, 233; Coll. Cosijn, Leiden, 27, 109, 111, 112, 117, 123, 125, 126, 130, 131, 134, 138) (Oberpliozän nach van Es, 1931, p. 117 und K. Martin 1930 (Kedoengwaroe); Altplistozän nach von Koenigswald, 1934, p. 197 und 1935, p. 194 (Djetis). Dies ist der erste (obere) Leithorizont (fossilführender Sandstein) von Cosijn (1932, p. 145, dessen Mollusken von K. Martin bestimmt wurden (1932, p. 150): **Cidaris* spec., *Salmacis rarispina, Echinodiscus lesueuri, Jacksonaster decagonus, Echinarachnius placenta, Tetrodiscus auritus, Scutellidae* gen. spec., **Prospatangidae* gen. spec., **Irregularia* gen. spec.

Plistozän von Java.

24. *Kendenghügel,* Abt. Soerabaja.

g. *Kaboehformation* (Coll. Mijnwezen, Bandoeng, Bl. 110 B, 182; Bl. 116 A, 237) van Es, 1931, p. 121: Plistozän, gleichaltrig mit den Trinilschichten): *Echinodiscus lesueuri, Jacksonaster decagonus, Tetrodiscus auritus.*

21. *Batavia.*

c. *Bohrung IV, — 6 m.* (Coll. van Dijk, Leiden) (K. Martin 1918, p. 124): *Echinarachnius placenta.*

Java (Alter und/oder Fundort unbekannt).

35. *Poelau Bawean,* N. von Java (Coll. van Dijk, Leiden) (K. Martin 1918, p. 146: Neogen): *Cidaris* spec.
36. *Tjitrap,* Abt. Buitenzorg (Coll. Verbeek, Leiden) (Verbeek-Fennema, Java, p. 1042, Nr. 973): **Irregularia* gen. spec.
37. *Pagantenan* (Coll. Leiden): **Brissidae* gen. spec.
38. Aus einer Pectinidenbank bei der Brücke N. von Haltestelle *Doeri* der Babat Djombang Stoomtram, Lamongan, Abt. Bodjonegoro (Coll. L. M. R. Rutten, Leiden): **Cidaris* spec., **Brissidae* gen. spec.
39. Abt. *Rembang* (Coll. J. M. Kampmeinert, Leiden): *Prionocidaris* cf. *baculosa,* **Cidaris* spec., **Regularia* gen. spec., *Clypeaster blumenthali, Jacksonaster herklotsi, Pericosmus granulosus,* **Irregularia* gen. spec.
40. Java (Coll. E. F. Jochim, Leiden) (zum Teil aus dem Altmiozän; in der Sammlung fanden sich auch Foraminiferen, welche Frl. Dr. C. M. B. Caudri freundlichst bestimmte als *Cycloclypeus annulatus* K. Martin): *Cidaris aculeata, Temnopleurus toreumaticus, Salmacis bicolor, Javanechinus erbi, Clypeaster* cf. *humilis, Laganum* cf. *boschi,* **Laganidae* gen. spec., *Echinarachnius placenta. Tetrodiscus auritus, Tristomanthus elevatus, Echinolampas ovatus, E.* cf. *depressus, Maretia planulata, Pericosmus altus.*

41. Java (Coll. JUNGHUHN, Leiden) : *Temnopleurus toreumaticus, Salmacis bicilor, Laganum multiforme, *Irregularia* gen. spec.
42. Java (Coll. Mrs. E. J. PFEIFFER, London) : *Pseudopechinus percultus, *Laganidae* gen. spec.
43. Java (Coll. LAMBERT, Paris) : *Pseudopechinus percultus, *Dicoptella agassizi.*
44. Java (Coll. DE LORIOL, Genf) : *Pseudopechinus percultus.*

Sumatra und benachbarte Inseln.

45. *Wai Iliran,* nahe der Eisenbahnlinie Teloekbetoeng-Palembang zwischen Kotaboemi und Batoeradja, bei dem Wai Besai (Coll. Mijnwezen, Bandoeng, Bl. 31, 404) (Telisaschichten, Altmiozän, f 1—2) : *Schizaster* spec. *2.*
46. *Toeloeng Boejoet,* ebendaselbst (Coll. Mijnwezen, Bandoeng, Bl. 31, 856) (Untere Palembangschichten, Jungmiozän, f 3) : *Scutella* spec. *a.*
47. *Glé Miraphon,* Südseite der Landschaft Geuroegoe (Peusangan, Atjeh I (Coll. Leiden, Bl. 4, 321) (Hauptfossilienstufe, Jungpliozän: Jaarb. Mijnw. 1917, Verh. 1e Ged., p. 248; K. MARTIN, Wet. Med. Dienst Mijnb., Nr. 10) : **Clypeastroidea* gen. spec. (l. c., p. 242), *Schizaster* spec. *2.*
48. *Boegeng* in Dago, Atjeh (Coll. H. HIRSCHI) : ? *Scutella* spec. *b.*
49. *Nias* (Coll. E. E. W. G. SCHROEDER, Leiden).
    a. *Tertiär* (Nr. 42, 44, 58, 140, 153) : * 5 *Regularia* gen. spec., *Jacksonaster* cf. *herklotsi*, **Scutellidae* gen. spec., **Brissidae* gen. spec.
    b. *Quartär* (Nr. 41) : *Plococidaris verticillata.*

50. *Billiton* (Coll. DE GROOT und VERBEEK, Leiden) (Quartär) : *Salmacis bicolor, Laganum conchatum, Echinodiscus lesueuri, Echinarachnius placenta, Brissus latecarinatus.*

Borneo.

51. *Zuid-Ooster Afdeeling* (VON FRITSCH 1877).
    a. *Obereozän* (b) : **Brissopsis (Verbeekia) dubia.*
    b. *Oligozän* (c) : **Cidaris acanthica, *C. janus, *C. longicollis, *C.* spec., **Clypeaster phyllodes, *Pliolampas dispar.*

52. Westlich von *Kampong Poelau Padang,* S. von Bintot, Tabalong, Südost-Borneo (Coll. A. BUXTORF, Basel) (Mittelaquitan, Altmiozän) : *Echinocyamus* spec. ind.
53. Nordost-Borneo (Coll. H. HIRSCHI) (Miozän?) : *Schizaster? Opissaster?* spec.
54. Aus Korallenkalk eines Hügels bei *Sekoeran,* Koetei, Ost-Borneo (Coll. M. SCHMIDT, Leiden) : *Laganum multiforme.*
56. *Poelau Boenjoe,* Nordost-Borneo (Coll. LEUPOLD, Bern) (Jungplistozän) : *Maretia planulata.*

Weitere Inseln.

57. *Celebes,* zwischen Kalossi und Kaïndi, W. von der Saädang Alla Coll. E. C. ABENDANON) (Priabonien, Oligozän; COTTREAU 1915, p. 40): **Eupatagus dollfusi.*
58. *Soembawa,* Westseite von Laboean Hadji, Poeloe Ngali (Coll. Dr. J. J. PANNEKOEK VAN RHEDEN, Basel) (Oligozän oder Miozän; VAN DER VLERK, 1922, Fundort 21): *Fibularia rhedeni, ? Opissaster* spec.
59. *Soembawa,* Gili Kalong B, Taliwang (do.) (Pliozän oder Plistozän; VAN DER VLERK 1922, Fundort 8): *Echinodiscus lesueuri.*
60. *Soembawa,* Tandjoeng Pioeh, SE. der Halbinsel Sanggar (do.) (Jungtertiär oder Quartär; Zeitschr. f. Vulkanologie, Bd. IV, 1918, p.162): *Phyllacanthus imperialis, *Eucidaris* cf. *metularia, *Ellipsechinus* spec.
61. *Soembawa,* ohne nähere Angabe (do.) (Pliozän?): *Schizaster jeanneti.*
62. *Soemba* (Coll. WITKAMP, Utrecht): *Pericosmus granulosus.*
63. *Timor,* verschiedene Fundorte (Coll. WANNER, Bonn; MOLENGRAAFF, Delft; BLUMENTHAL, Basel; VERBEEK) (Pliozän oder Quartär): *Phyllacanthus imperialis, * ? Phyllacanthus* spec., * ? *Actinocidaris* spec., **Dicoptella* cf. *agassizi, Salmacis bicolor, S. sphaeroides belli, Martinechinus molengraaffi, ? Microcyphus* spec., **Echinolampas* spec. spec., **Breynia sundaica, B.* spec., *Pericosmus timorensis, Schizaster* spec. *1,* *2 *Echinoidea* gen. spec.
64. *Aroe-Inseln,* verschiedene Fundorte (Coll. Dr. H. JENSEN, London) (Pliozän; DÖDERLEIN 1911; CURRIE 1924): *Cidaris mertoni, C.* cf. *aculeata, Prionocidaris* cf. *baculosa, Chondrocidaris* cf. *sundaica, *Goniocidaris* spec., *Cidaris* spec., **Tetrodiscus* cf. *auritus, *Breynia australasiae aroensis.*
65. *Ceram* (Coll. Dr. F. WEBER, Basel).
    a. *Pliozän*: **Rhopalocidaris gracilis, *Eucidaris metularia, Plococidaris verticillata, Prionocidaris baculosa annulifera, *P.* cf. *pistillaris, *P. bispinosa, Phyllacanthus imperialis, *Pseudodicoptella reicheli, *Coelopleurus maillardi, *Ellipsechinus* spec.
    b. *Altquartär*: **Heterocentrotus mamillatus.*
    c. do. (Coll. TOBLER, Basel): *Fibularia crispa, F.* cf. *scabra, Echinocyamus* cf. *cribellum.*
66. *Ambon,* Koeda Mati (Coll. VAN DIJK, Leiden) (Quartär): *Tetrodiscus biforis.*
67. *Ambon?* (Coll. VAN DIJK, Leiden): *Phyllacanthus imperialis.*
68. *Boeroe,* Kali Fogmuat (Coll. K. DENINGER) (Jungtertiär oder Quartär; K. MARTIN in WANNER 1922, p. 82): **Cidaris* spec. spec., **Temnopleurus* spec.
69. *Banda-Inseln* (Coll. M. MIEG, Basel) (Pliozän?): *? Hemipatagus bandaensis.*
70. *Neuguinea,* 10 km. östlich vom Nordwestfluss, an dem γ-Fluss (Coll. FEUILLETEAU DE BRUIJN, Utrecht): *Cidaris mertoni.*
71. *Neuginea,* W. von Alkmaar, zwischen diesem Ort und dem Nordwestfluss, aus dem Bett des Bibisflusses (Coll. Süd-Neuguinea Expedition 1909—1910, Utrecht): *Cidaris mertoni, C. aculeata, Prionocidaris* cf. *baculosae.*

IV. LITERATURVERZEICHNIS.

1872—1874. AGASSIZ, A. Illustrated catalogue of the Museum of Comparative Zoology, at Harvard College, No. VII: Revision of the Echini, parts I—IV. Cambridge.

1882. BÖHM, A. Ueber einige tertiäre Fossilien von der Insel Madura, nördlich von Java. Denkschr. math.-naturw. Cl. Kais. Akad. Wiss. Wien, Bd. XLV, p. 359—372, Taf. I—IV.

1929—1930. CHAPMAN, F., u. CRESPIN, I., in: MONTGOMERY, J. N., The oil exploration work in Papua and New Guinea, conducted by the Anglo-Persian Oil Company on behalf of the government of ahe Commonwealth of Australia, vol. IV, part V: A contribution to the tertiary geology of Papua. London, Harrison & Sons.

1931. COSIJN, J. Voorloopige mededeeling omtrent het voorkomen van fossiele beenderen in het heuvelterrein ten noorden van Djetis en Perning (Midden-Java). Verhand. Geol.-Mijnb. Gen., Geol. Serie, dl. IX, p. 113—119.

1932. ——. Tweede mededeeling over het voorkomen van fossiele beenderen in het heuvelland ten noorden van Djetis en Perning (Java). Verhand. Geol.-Mijnb. Gen., Geol. Serie, dl. IX, p. 135—148.

1908. COTTREAU, J. Paléontologie de Madagaskar, VI: Les Echinides. Ann. de Paléont., III, p. 145—187, fig. 1—16, pl. XIII—XVII.

1915. ——. Echinides, in: DOLFUSS, G. F., Paléontologie du voyage à l'île de Célèbes de M. E. C. Abendanon, p. 40—41.

1924. CURRIE, E. D. On fossil Echinoidea from the Aru Islands. Geol. Mag. 1924, p. 63—72, pl. IV.

1855—1858. DESOR, E. Synopsis de Echinides fossiles.

1922. DICKERSON, R. E. Review of Philippine paleontology. Phil. Journ. Science, XX, 2, p. 195—229, pl. 1—16.

1902. DÖDERLEIN, L. Bericht über die von Herrn Professor Semon bei Amboina und Thursday Island gesammelten Echinoidea. Jena. Denkschr., VIII, p. 683—726.

1911. ——. Ueber Echinoidea von den Aru Inseln. Abh. Senkenb. Naturf. Ges., 34, p. 237—248, Taf. 9—10.

1882—1886. DUNCAN, P. M., u. SLADEN, W. P. Fossil Echinoidea of Western Sind and the coast of Biluchistan and of the Persian Golf, from the tertiary formations. Mem. Geol. Surv. India (Palaeont. Indica), Ser. XIV, vol. I, 3, fasc. II—VI, p. 21—382, pl. V—LVIII.

1931. ES, L. J. C. VAN. The age of Pithecanthropus.

1928. FAUSTINO, L. A. Correlation of the tertiary formations of the Philippines with those of Europe, Asia, and America. Phil. Journ. Science, vol. 35, no. 2, p. 119—125.

1877. FRITSCH, K. VON. Die Echiniden der Nummuliten-Bildungen von Borneo, in: Die Eocänformation von Borneo und ihre Versteinerungen, Palaeontogr., Suppl. III, Lief. I, p. 85—92, Taf. XIII.

1922. GERTH, H. Echinodermata, in: MARTIN, K., Die Fossilien von Java. Samml. Geol. Reichsmus. Leiden, N. F., I, 2. Abt., p. 497—520.

1927. ——. Ueber einige pliozän-quartäre Echiniden von Timor. Palaeont. Timor, Lief. 15, Abh. 26, p. 181—184.

1931. ——. Der geologische Bau Javas. Geol. Rundschau, Bd. 22, p. 188 ff.

1855. GRAY, J. E. Catalogue of the recent Echinida, or Sea-Eggs, in the collection of the British Museum, London.

1854. HERKLOTS, J. A. Fossiles de Java, 4me partie: Echinodermes.

1933. ISRAELSKY, M. C. Echinoids from the Malumbang formation, Philippine Islands. Phil. Journ. Science, vol. 50, no. 3, p. 301—307, pl. 1—5.

1928. JEANNET, A. *Vide* LAMBERT u. JEANNET.

1935. ——. *Vide* LAMBERT u. JEANNET.

1934. KOENIGSWALD, G. H. R. VON. Zur Stratigraphie des javanischen Pleistocän. Ingenieur, Ned. Indië, 1e jrg., nr. 11, p. 185—201.

1935. ——. Die fossilen Säugetierfaunen Javas. Proc. Kon. Akad. Wet. Amsterdam, XXXVIII, 2, p. 188—198.

1906. LAMBERT, J. Sur un oursin de Timor, in: VERBEEK, R. D. M., Molukkenverslag. Jaarb. Mijnw., 1908, Wet. Ged., p. 687—689, pl. IV.

1909—1925. —— u. THIÉRY, P. Essai de nomenclature raisonnée des Echinides. Chaumont.

1914. ——. Sur la synonymie des espèces vivantes de Clypeastres. Ann. Soc. Linn. Lyon, t. 61.

1928. —— u. JEANNET, A. Contribution à la connaissance des Echinides tertiaires des Iles de la Sonde (Java, Bornéo, Soembava et Timor). Eclog. geol. Helv., 21, p. 465.

1935. —— u. ——. Contribution à l'étude de Echinides tertiaires des Iles de la Sonde. I. Echinides réguliers. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. LVI, p. 1—62, fig. 1—76, pl. I—IV.

1906. LEMOINE, P. Etudes géologiques dans le Nord de Madagaskar. Paris.

1902. LORIOL, P. DE. Notes pour servir à l'étude des Echinodermes, 1re série, fasc. X.

1880. MARTIN, K. Revision der von HERKLOTS herausgegebenen fossilen Echiniden Javas. Anhang zu: Die Tertiärschichten auf Java, p. 1—5, 2 Fig.

1881. ——. Tertiaer-Versteinerungen vom östlichen Java. Samml. Geol. Reichs mus. Leiden, 1. Serie, Bd. I, p. 105—130.

1885. ——. Palaeontologische Ergebnisse von Tiefbohrungen auf Java. Samml Geol. Reichsmus. Leiden, 1. Serie, Bd. III, p. 286—291.

1900. ——. Die Eintheilung der versteinerungsführenden Sedimente von Java. Samml. Geol. Reichsmus. Leiden, 1. Serie, Bd. VI, p. 135—245.

1918. ——. Unsere palaezoologische Kenntnis von Java. Beil.-Bd. zu Samml. Geol. Reichsmus. Leiden.

1930. ——. Bericht over fossilen van Kedoengwaroe in Soerabaja. Jaarb. Mijnw. 1930, Verhand. III, p. 113—121.

1932. ——. De ouderdom der sedimenten van den door Dr. J. COSIJN opgenomen antiklinaal in de residentie Soerabaja. Verhand. Geol.-Mijnb. Gen., dl. IX, p. 149—151.

——. Samml. Geol. Reichsmus. Leiden, Neue Folge, Bd. II.

——. Samml. Geol. Reichsmus. Leiden, 1. Serie, Bd. IX.

1904. MEIJERE, J. C. H. DE. Die Echinoidea der Siboga-Expedition. Siboga-Expeditie 1899—1900, XLIII.

1928. MORTENSEN, T. A monograph of the Echinoidea, I: Cidaroidea. Copenhagen, London.

1913. PRATT, W. E., u. SMITH, W. D. The geology and petroleum resources of the southern part of Bondoc Peninsula, Tayabas province, P. I. Phil. Journ. Science, Section A, vol. VIII, no. 5, p. 301—376, pl. I—X.

1911. STAFF, H. VON, u. RECK, H. Einige neogene Seeeigel von Java, in SELENKA, M. L., u. BLANKENHORN, M., Die Pithecanthropus-Schichten auf Java, p. 41—45.

1922. VLERK, I. M. VAN DER. Studiën over Nummulinidae en Alveolinidae, haar voorkomen op Soembawa, enz.

1922. WANNER, J. Beiträge zur Geologie der Insel Buru. Palaeontogr. Suppl. IV, Abt. 3, p. 59—112.

1931. ——. Echinodermata, in: Onze palaeontologische kennis van Nederlandsch Oost-Indië in 1930, Feestbundel Prof. Dr. K. MARTIN, Leidsche Geol. Med., V, p. 436—460.

1877. WOODS, J. E. TENNISON. On a tertiary formation at New Guinea. Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, II, pt. 2, p. 125—128.

A NEW NAME FOR THE FORAMINIFERAL GENUS HETEROSPIRA

BY

J. H. F. UMBGROVE.

A short time ago I described a new foraminiferal genus from the Tertiary of Borneo [1]). I gave this genus the name of *Heterospira.* Mr. P. H. OEHSER of Washington drew my attention to the fact that E. KOKEN as early as 1896 [2]) had used the name *Heterospira* for a genus of triassic gastropoda from Hallstatt.

Therefore according to the international rules of zoölogical nomenclature, the name *Heterospira* for a foraminiferal genus being a homonym has to be rejected.

I wish to thank Mr. OEHSER for kindly notifying me of this fact and for giving me the opportunity of substituting a new name. As such I now propose the name *Biplanispira* for the new foraminiferal genus from the tertiary of Borneo, described by me in 1936, with the genotype: *Biplanispira mirabilis.*

Delft, January 15th 1937.

---

[1]) J. H. F. UMBGROVE. Heterospira, a new foraminiferal genus from the Tertiary of Borneo. Leidsche Geologische Mededeelingen, Deel VII, p. 155—159, 1936.

[2]) E. KOKEN. Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Jahrbuch K. K. Geolog. Reichsanst. Wien, Vol. 46, p. 111, 1896.

DIE OLIGOCAENEN MOLLUSKEN VON BUTON [1]) ALS AUSWÜRFLINGE EINES SCHLAMMSPRUDELS BETRACHTET

VON

K. MARTIN.

Vor einigen Jahren beschrieb ich eine neue tertiäre Molluskenfauna aus Asphaltkalken der Insel Buton, deren Alter nur auf Grund ihres faunistischen Charakters bestimmt werden konnte und nicht durch Kenntnis der Lagerungsverhältnisse unterstützt wurde. Ich gelangte zu dem Schlusse, dass die Mollusken nur dem jüngsten Oligocän oder dem ältesten Miocän angehören könnten [2]). Weitere Funde veranlassten mich später, dafür bestimmt ein oligocänes Alter anzunehmen [3]).

Diese Altersbestimmung wurde mir gegenüber von verschiedenen, mit Buton bekannten Bergingenieuren beanstandet, und neuerdings hat W. H. HETZEL in seinem wertvollen Bericht über die Asphaltgesteine des genannten Eilands die in Rede stehenden Versteinerungen den Sampolakosa-Schichten zugewiesen, die nach ihm wahrscheinlich dem jüngsten Miocän und dem Pliocän angehören, jedenfalls dem jüngeren Neogen [4]).

Das Alter dieses Schichtenkomplexes gegenüber den Tondo-Schichten (mittleres und oberes Miocän) [5]) ist vor allem durch das Fehlen von *Lepidocyclina* und *Miogypsina* in den an Foraminiferen reichen Gesteinen begründet. An einzelnen Punkten des nördlichen Buton sind darin auch Mollusken gefunden, die nach einer vorläufigen Prüfung von C. H. OOSTINGH vermutlich pliocän sind. Der Name ist vom Flusse Sampolakosa hergeleitet, welcher im südlichen Teile der Insel von N nach S und bei Waisiu vorbei fliesst, um an der Südküste zu münden.

Die von OOSTINGH untersuchten Mollusken zeigen nun keinerlei Beziehung zu denjenigen von Waisiu und HETZEL sagt über die letzteren: „Es ist offenbar eine durch facielle Umstände sehr einseitig entwickelte

---

[1]) Bei holländischer Schreibweise ist in den Ortsnamen OE for U zu setzen (Boeton, Waisioe, Kaboengka).

[2]) Leidsche Geolog. Mededeelingen VI, 1, 1933, S. 7.

[3]) Oligocäne Gastropoden v. Buton (Daselbst VII, 2, 1935; S. 111).

[4]) Verslag van het onderzoek naar het voorkomen van asfaltgesteenten op het eiland Boeton (Verslagen en Mededeelingen betr. Indische delfstoffen en hare toepassingen No. 21. Dienst v. d. Mijnbouw in Ned. Indië 1936), S. 16.

[5]) Daselbst S. 12.

Fauna, worin der persistente, aus noch lebenden Formen bestehende Teil entweder gar nicht anwesend oder durch so wenig Arten vertreten ist, dass zufällig keine davon gefunden wurden''[1]).

Dieser Auffassung dürfte wohl kein mit der indischen Tertiärfauna vertrauter Forscher zustimmen; denn die in Rede stehende Fauna macht, ganz abgesehen von dem Fehlen recenter Arten, gegenüber derjenigen der heutigen Meere einen fremdartigen Eindruck, wie ich schon früher betonte, und ich darf zur Vermeidung von Wiederholungen auf die ältere Darstellung verweisen[2]). Die Zugehörigkeit zum jüngeren Neogen ist völlig ausgeschlossen und so giebt es nur zwei Möglichkeiten, den Widerspruch zwischen den oligocänen Mollusken und der Fossilführung der Sampolakosa-Schichten zu lösen: entweder die Annahme, dass die tektonischen Verhältnisse in der Umgegend von Waisiu noch ungenügend bekannt seien oder dass die oligocänen Versteinerungen sich auf sekundärer Lagerstätte befinden.

Was den ersten Punkt anlangt, so kommen im Asphaltgebiet von Waisiu zwar Störungen und darunter Verwerfungen vor[3]), so dass man annehmen könnte, dass hier oligocäne Ablagerungen infolge einer Dislokation in ein gleiches Niveau mit den jüngsten Tertiärschichten gerückt seien; aber Hetzel hat dieser Frage gewiss seine ganze Aufmerksamkeit zugewandt und hebt ausdrücklich hervor, dass in der Umgebung des betreffenden Asphaltgebiets ausschliesslich Sampolakosa-Schichten vorkommen[4]). Dagegen spricht alles für die Richtigkeit der zweiten Annahme, die sich lückenlos in folgender Weise erklären lässt:

Das Erdöl, welches den Asphalt mit oligocänen Mollusken geliefert hat, kann auf dem Sattel der Rongi-Antiklinale zu Tage getreten sein, denn auf seinem Dach sind die Versteinerungen gefunden[5]). Das Gas, welches den Ausbruch begleitete, brachte nicht nur die genannten Fossilien, sondern auch Material der Sampolakosa-Schichten empor, da letztere vom Eruptionskanale, vielleicht auch von mehreren Kanälen oder Spalten, durchbrochen wurden. Die so entstandenen, mit Petroleum getränkten Schlammströme mussten somit im wesentlichen die gleiche Fossilführung zeigen wie die jungtertiären Sedimente, über die sie sich ausbreiteten. Dementsprechend findet man in den Asphaltkalken meistens gebrochene Foraminiferen und Korallen, vor allem auch Globigerinen. Dass keine jungtertiäre Mollusken angetroffen sind, kann nicht befremden, da sie im Neogen von Buton überhaupt sehr selten und nur in weiter Entfernung von Waisiu entdeckt sind. Selbst aus den miocänen Tondo-Schichten sind nur sporadisch vorkommende, schlecht erhaltene Mollusken bekannt geworden[6]). Dass andere Sedimente als das Oligocän und die Sampolakosa-

---

[1]) S. 17: „Het is blijkbaar een door facieele omstandigheden sterk eenzijdig ontwikkelde fauna, waarin het persistente, uit nog levende vormen bestaande deel óf in het geheel niet aanwezig is óf door zóó weinig soorten is vertegenwoordigd, dat toevallig geen één daarvan is gevonden.''

[2]) 1933, S. 11.

[3]) Hetzel, Karte u. Tafel II.

[4]) S. 18.

[5]) Hetzel, S. 17 u. 29; Profil I—K.

[6]) Daselbst S. 15.

Schichten vom Abfuhrkanal durchbrochen wären, ist aber nach der Darstellung von Hetzel nicht wahrscheinlich; denn schon die Tondo-Schichten fehlen in der Umgebung von Waisiu, so dass man annehmen darf, dass in seinem Untergrunde das Oligocän direkt von dem Sampolakosa-Komplex überlagert wird. Die Schlammströme konnten sich in den Niederungen des flachwelligen Geländes von Waisiu weit ausbreiten.

Verschiedene Beobachtungen über Asphaltvorkommnisse von Buton, welche D. Thöenes publiziert hat, können obige Hypothese unterstützen. Denn es fanden sich viele mit Asphalt gefüllte Spalten; die Gänge können scharf gegen das Nebengestein abgesetzt sein und enthalten bisweilen Bruchstücke des letzteren, im Kabungka-Gebiet sogar basischer Eruptivgesteine des Untergrundes, was also dem Vorkommen der oligocänen Mollusken von Waisiu entsprechen würde [1]).

Selbstredend handelt es sich bei dem obigen Erklärungsversuch nur um das isolierte Gebiet mit oligocänen Mollusken und keineswegs um die übrigen Asphaltvorkommnisse von Buton, nicht einmal um alle Felder von Waisiu; aber est ist von Bedeutung, dass die einzige der von Waisiu beschriebenen Versteinerungen, *Siphonalia semisulcata Mart.* [2]), welche auch anderenortes gefunden ist, wiederum aus Asphaltkalk stammt. Diese Art ist im Kabungka-Gebiet angetroffen, welches im südöstlichen Teile der Insel liegt, nördlich von der Bai von Pasarwadjo und dem gleichnamigen Orte [3]).

Dies letztgenannte Gebiet ist noch nicht ganz untersucht und der Fundort des Fossils nicht näher angegeben (vielleicht aus dem Felde A?). Die Sampolakosa-Schichten bilden hier das Hangende der Tondoschichten; sonst scheinen die Verhältnisse teilweise denjenigen von Waisiu zu entsprechen. Der Asphalt, welcher in sieben getrennten Vorkommnissen bekannt ist, findet sich besonders in einem Foraminiferen führenden Kalkstein in den Niederungen des Hügellandes. Gleich nordwestlich von dem Kabungka-Gebiet verläuft die Winto-Antiklinale, welche in gleicher Richtung mit der Rongi-Antiklinale von Waisiu streicht, und unfern davon kommen grosse Schichtenstörungen vor [6]). Nach Thöenes stimmen überdies die Asphalte aus den Feldern A und D von Kabungka mit denjenigen von Waisiu überein, nur sind ihre Fossilien fast unverletzt gegenüber den oft gebrochenen Schalen von Waisiu, was durch Photographieen näher erläutert wird [5]).

Die oligocänen Mollusken von Buton, welche nur eine sehr beschränkte Verbreitung besitzen, in Asphaltkalken auf dem Sattel einer Antiklinale gefunden sind und einen von der übrigen fossilen Fauna der Insel durchaus abweichenden Charak-

---

[1]) Het ontstaan van asfalt-bitumen, Delft 1936; S. 114, 119, 128 u. Fig. 13.

[2]) Die Versteinerung, welche Thöenes in Fig. 14 von Waisiu abbildet, gehört derselben Art an.

[3]) Daselbst S. 18 u. 33, Taf. IV, V u. VI.

[4]) Profil G—H.

[5]) S. 99.

ter zeigen, können nur unter Mitwirkung von Schlammausbrüchen auf ihre jetzige Lagerstätte gelangt sein. Das geschah nach Ablagerung der Sampolakosa-Schichten, also entweder im allerjüngsten Tertiär oder im Quartär[1]), in Verband mit tektonischen Störungen.

Februar 1937.

---

[1]) Von der oft genannten *Cocos*-Nuss sehe ich hierbei ab, da sie aus einem anderen Niveau als die oligocänen Mollusken oder gar aus umgelagertem Gestein stammen könnte; denn auch der Asphalt ist der Erosion unterworfen.

INSTRUMENT FOR THE MECHANICAL CONSTRUCTION OF BLOCK DIAGRAMS

BY

Dr. L. U. DE SITTER.

The construction of block diagrams is a very lengthy procedure if use be not made of one of the apparatuses described in Lit. 1 and 3. The non-mechanical construction can be effected in various ways:

1. By constructing a large number of parallel profiles, which are drawn usually in isometric projection where the length in the direction of the profiles, the distance between them, and the vertical scale remain similar. Cf. fig. 1*a* and 1*c* (the vertical scale of fig. 1*c* is increased to twice its size).

2. The shape of the contours themselves may be altered by sketching, thus that it corresponds to an oblique visual axis. Each successive contour is placed higher than the preceding one by moving the paper as described by LOBECK (Lit. 5, p. 140—41). Vide also fig. 1*a* and 1*b*).

3. Finally, as demonstrated by LOBECK (p. 152—53) prominent points of the map may be transferred to their proper place on the isometric block diagram, placed at their correct height, and taking this as a base the topography may be sketched in.

4. STACH (Lit. 4) developed a special method of construction for isometric projections by using an elliptic net. With this net fault constructions and the like can be represented spatially very well and accurately.

All these methods, however, either require a great deal of time or are too sketchy. The problem of carrying out mechanically, by means of an instrument which in a certain sense operates similarly to the pantograph, the construction of the reduction in the direction of the visual axis was solved by DUFOUR in 1917 (Lit. 1). Theoretically the method is the same as that of fig. 1*b*, or by means of distortion of the contours and movement of drawing paper.

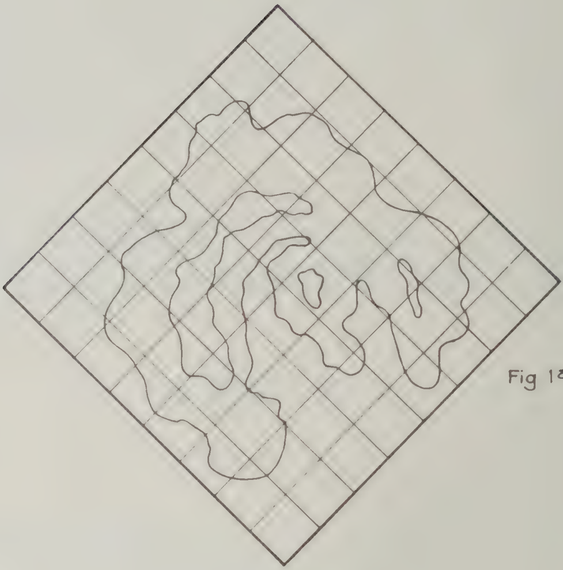


Fig 1a

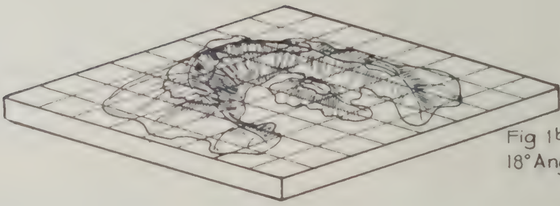


Fig 1b
18° Angle of vision

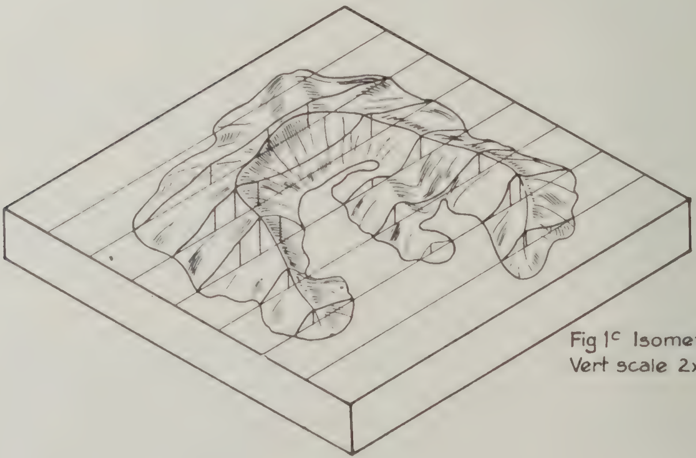


Fig 1c Isometric
Vert scale 2x horiz. scale

The first instrument devised by him consists of a long arm, rotatable round a point, which has to be moved along a rail. Pencil (H) and pin (C) are affixed to this arm (fig. 2).

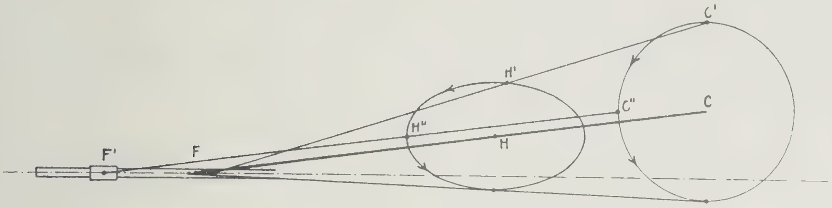


Fig. 2

The disadvantage of this system is that when the pin moves along a straight line, the pencil describes a slightly bent line. This may be partially circumvented by making the arm very long. The disadvantage, however, may be entirely remedied by substituting for the arm a „movable system of Paucellier'' as has also been described by Dufour (fig. 3).

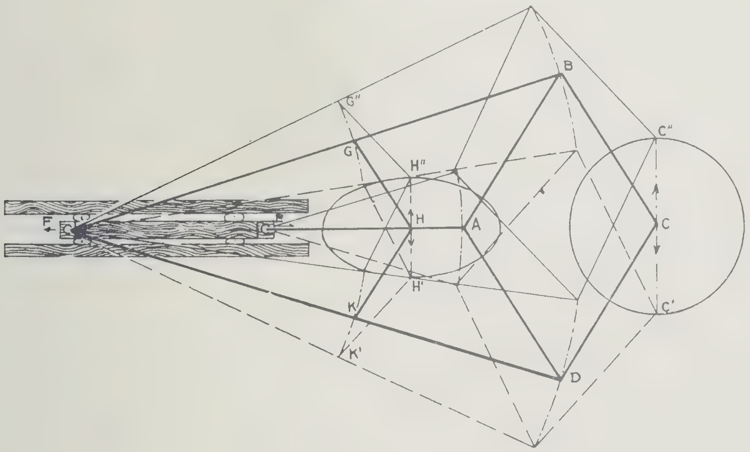
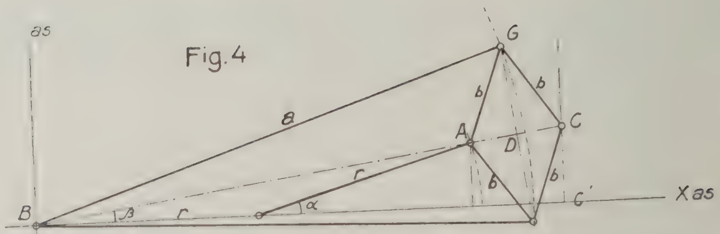


Fig 3

F and E are points, fixed as regards each other, movable in the direction stated. FB = FD, AD = DC = BC = AB. A is rotatable round E, B and D round F. FE = EA, GH // BC and KH // DC. H is a hinge point situated under the rod EA and not connected to it. When in this system A describes a circle round E, C and H then describe straight lines the lengths of which are in the same proportions as FD : FK. Vide Fig. 4.

Fig. 4



$$X_c = BC \cos\beta \qquad \cos\beta = \frac{r + r\cos\alpha}{AB}$$

$$
\begin{aligned}
X_c &= \frac{BC}{AB}(r + r\cos\alpha) \\
&= \frac{BC \times AB}{AB^2}(r + r\cos\alpha) \\
&= \frac{(BD + DC)(BD - DC)}{AB^2}(r + r\cos\alpha) \\
&= \frac{BD^2 - DC^2}{AB^2}(r + r\cos\alpha) \\
&= \frac{a^2 - GD^2 - DC^2}{AB^2}(r + r\cos\alpha) \\
&= \frac{a^2 - b^2}{(r + r\cos\alpha)^2 + r^2\sin^2\alpha}(r + r\cos\alpha) \\
&= \frac{a^2 - b^2}{2r^2 + 2r^2\cos\alpha}(r + r\cos\alpha) \\
&= \frac{a^2 - b^2}{2r} = \text{constant}
\end{aligned}
$$

Or when B is a fixed point, CC′ can only be a straight line perpendicular to the X axis. The constant value for X_H can be proved in a similar way, and it follows immediately from the drawing that

$$CC' : HH' = FD : FK. \quad \text{(Fig. 3)}$$

If F and E are now made movable on a rail, an improved form of the first system is arrived at.

This improved system has not been applied in practice by DUFOUR as far as can be gathered from his publication. VAN KESSEL and VAN DER HOOP have not employed this system either.

VAN KESSEL (Lit. 2) had DUFOUR's first instrument made by an instrument-maker and demonstrated the use of it. It is to be regretted that the contours are not present in his otherwise well-drawn block diagrams, so that an accurate orientation which was possible on DUFOUR's drawings is not so here.

The problem was again studied by TH. à TH. V. D. HOOP. This investigator evolved an instrument of much simpler construction than PAUCELLIER's movable system, whilst it nevertheless offers mathematically accurate reproduction and is more practical in use for the purpose in question.

This instrument, constructed by v. d. Hoop only from „meccano'' parts, was properly built for the Geological Museum in Leyden by the school of instrument-makers of the Kamerlingh-Onnes Laboratory of Leyden (compare photographs Plate I).

Fig. 5 gives a diagrammatical representation of the instrument.

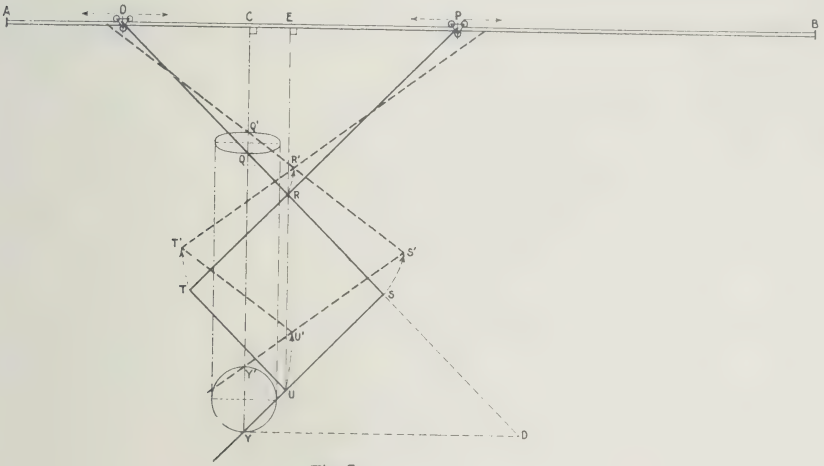


Fig. 5

The hinge points O and P are movable along the rod AB. Points O, P, R, S, T and U are hinge points.

RS = SU = TU = RT, whilst RS // TU and RT // SU. OR = PR, RQ = UY; Q and Y are movable along the arms OS and SUY. Since OR = RP, the triangle OPR is isosceles and thus URE ⊥ AB. Therefore also the line YQC, since RQ = UY and consequently runs parallel to UE. A movement of YY′ ⊥ AB thus produces a movement QQ′ ⊥ AB.

In Y is the pin which follows the contours on the map, and the pencil is affixed in Q. If Y describes a line parallel to AB, Q then describes the same line unshortened; the appliance simply moves in the same position along the rod AB. If Y describes a line ⊥ AB, Q then follows the movement but to a less extent, the points O, P and T and S move away from each other, the appliance is pressed together. Points R, S, T and U describe slightly curved lines. If Y describes a circle, Q then forms an ellipse the long axis of which is equal to the diameter of the circle and the short axis a shortening there of according to the adjustment of the apparatus.

Let SD = SY, then

$$CQ : CY = OQ : OD, \text{ and also}$$
$$CQ' : CY' = OQ : OD, \text{ thus also the difference is}$$
$$QQ' : YY' = OQ : OD, \tag{1}$$

which ratio therefore gives the shortening in the direction CY at a certain position of Q and Y in relation to R and U.

In the case of a block diagram, where infinite distance must always

be imagined ,the shortening is a function of the visual angle. If we term this last magnitude α, the shortening is then $= \sin. \alpha$; vide fig. 6.

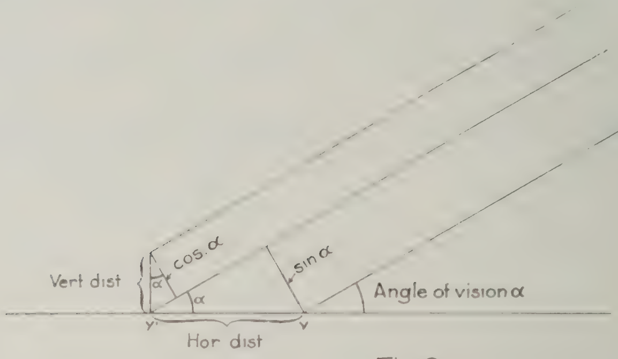


Fig. 6

Thus $$QQ' : YY' = \sin. \alpha .$$

We can therefore alter this ratio by placing Q, and therefore also Y, at different distances from O and from U, i. e. according to the formula (1)

$$OQ : OD = \sin. \alpha \text{ or}$$
$$OQ : (OS + SD) = \sin. \alpha \text{ or}$$
$$OQ : (OS + SQ) = \sin. \alpha \text{ or}$$
$$OQ : (2OS - OQ) = \sin. \alpha$$
$$OQ = \frac{2 . OS . \sin. \alpha}{1 + \sin. \alpha} \qquad (2)$$

OS is a constant of the apparatus, so that the position of Q and Y can readily be calculated for every visual angle by using the formula (2). In our apparatus $OS = 67.85$ cm and $OR = 41.75$ cm.

It is also evident from eq. (2) that the position of R on the rod OS is theoretically of no importance. For the firmness of the whole RS must not be too small, however, and to ensure wide freedom of motion of the whole, the sides OR and RP must be generously long.

Point Q in our apparatus at about $\alpha = 26°$ corresponds with R and therefore Y with U. With a larger visual angle Q moves from R to S and Y from U to S. The formula remains the same for this position of the points. Soon, however, points Q and Y come so close together that the drawing paper and map partially overlap one another.

Another position of Y in relation to Q also fulfils the requirements of the problem. Y could also be placed on the rod TU and the extension thereof, and move parallel to Q.

The ratio $CQ : CY = \sin. \alpha$ remains, but on working out the formula

$$OQ = \frac{2 . RS . \sin. \alpha}{1 - \sin. \alpha} \qquad (3)$$

is obtained.

It follows from the eq. (3) and from the dimensions of our apparatus that if α is greater than about 33°, a position of Q in the extension of OS becomes necessary already. If α is smaller than about 26°, the normal position of the points is certainly preferable. Only at an visual angle of 30° a somewhat more advantageous position is obtained with OQ = 52.2 cm and TY (// OS) = 32.05 cm, where the distance between Q and Y is somewhat greater than in the case of the normal position of the points, and drawing paper and map thus come further from one another.

The vertical distance of the contours which can be read on the map only by means of the equidistances, must, for a block diagram, be constructed in the drawing itself. We manage this by placing each contour higher than the previous one, the distance being the equidistance multiplied by the scale of the map. However, allowance must be made for the shortening of the vertical distance = cos. α (vide Fig. 6). In many cases, however, the vertical scale is taken larger than the horizontal in order to obtain a better, though exaggerated, relief, but the increase must then be a whole number of times (n ×) the original scale. The movement of the drawing paper is then

$$n \cdot \cos. \alpha \times \text{scale} \times \text{equidistance}.$$

Below is a table in which the distances

$$SQ = SY = OS - OQ \text{ in mm}$$

are worked out for our apparatus for different visual angles, with the corresponding values for the movement of the drawing sheet, or the vertical scale. The numbers 1, 2, 2.5, etc., at the top of the columns, represent here the above-mentioned product of equidistance and the scale of the map, and in such a way that in the column under 1 those equidistances have been compiled which are once the number of the thousands of the scale, in the column under 2 those which are twice that number, and so on, the number of mm representing the equidistance in the scale of the map. The shortening is then found for different visual angles in the column under that number. On the Netherlands Indies topographic maps, for instance, the equidistance is always $\frac{1}{2}$ of the thousands of the scale, or, in other words, $\frac{1}{2}$ mm gives for each scale the difference in height of the equidistance in that scale. If for drawing a block diagram each fifth contour be selected here, then the amount of the movement must be found in the column under 2.5. On the Swiss maps 1 : 25,000, equidistances of 10 and 30 m are to be found according to the steepness of the area. For these maps column $\frac{10}{25}$ or 0.4 and column $\frac{30}{25}$ or 1.2 must be consulted.

When erecting the apparatus allowance must be made for the fact that a vertical movement of Y over the map causes a greater movement from P to B than from O to A if Y lies in the extension of SU. The greatest freedom of motion is then necessary between P and B.

α	SQ in mm	1	2	2.5	3	4	5	6	8	12 mm
10°	478	1	2	2.5	2.9	3.9	4.9	5.9	7.9	11.8
15°	399.5	1	1.9	2.4	2.9	3.9	4.8	5.8	7.7	11.6
20	333	0.95	1.9	2.3	2.8	3.8	4.7	5.6	7.5	11.3
25	275	0.9	1.8	2.2	2.7	3.6	4.5	5.4	7.2	10.9
30	226	0.85	1.7	2.1	2.6	3.5	4.3	5.2	6.9	10.4
35	184	0.8	1.6	2.0	2.5	3.3	4.1	4.9	6.5	9.8
is.m.	182	0.8	1.6	2.0	2.5	3.3	4.1	4.9	6.5	9.8
40	147.5	0.75	1.5	1.9	2.3	3.0	3.8	4.6	6.1	9.2
45	116.5	0.7	1.4	1.8	2.1	2.8	3.5	4.2	5.6	8.5
50	90	0.65	1.3	1.6	1.9	2.6	3.2	3.8	5.1	7.7
55	67.5	0.6	1.1	1.4	1.7	2.3	2.9	3.4	4.6	6 9

The isometric projection, where the visual angle coincides with the diagonal of the body of a cube and which is preferred for block diagrams since the same scale applies to the three coordinates of the drawing, is to be found in this apparatus by making the ratio OQ : OD $= 1/\sqrt{3}$. The angle of vision is 35° 15′ 54″.

It is always necessary to introduce a scale division on the drawing, as stated by Th. à Th. v. d. Hoop. This is effected by following with the pin a number of concentric circles, the difference in the radii of which indicates the scale of the map, as a result of which the pencil draws ellipses. Radii of the circles forming equal angles with each other, transferred to the ellipses, show the directions on the drawing (vide fig. 7). This set of ellipses for isometric projection is the same as Stach's protractor (Lit. 4).

Making the pencil and pin interchangeable renders it possible to effect an enlargement of the circle to ellipse, instead of the reduction. The diameter of the circle is then equal to the short axis of the ellipse. Tracing the contours of the map, which now lies on the board previously occupied by the drawing, with the new pin, an enlarged block diagram is obtained. The direction of vision is then no longer at right angles to the axis AB but parallel to this axis. The movement of the drawing must therefore also be parallel to this axis and this can be readily achieved by mounting the drawing on a separate board and moving this along a T-square over the desired distance.

In addition to the fact that the apparatus greatly simplifies the construction of a topographical block diagram, there is the advantage of obtaining a drawing accurate in all respects. By using the elliptic horizontal and the vertical scale, moreover, fresh points can always be plotted at their correct position in the diagram, direction and distance being read off the original map. If it be finally intended to draw a geological block diagram, all outcrops can then be constructed very simply by noting the points of intersection of the geological outcrops with the contours followed by the pin.

The weight of the apparatus itself was found during use to make

drawing difficult. The affixing of a counter balance has entirely obviated this objection. The construction of the apparatus and the suspension of a counter balance may be seen on the photographs.

Crater of the Soembing, Java. (D.E.I.)

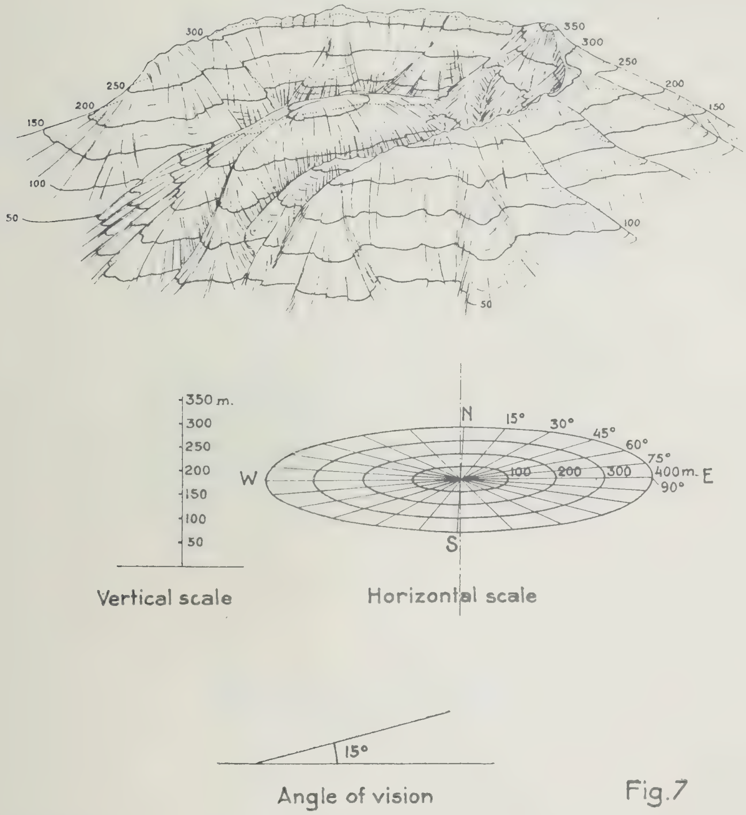


Fig. 7

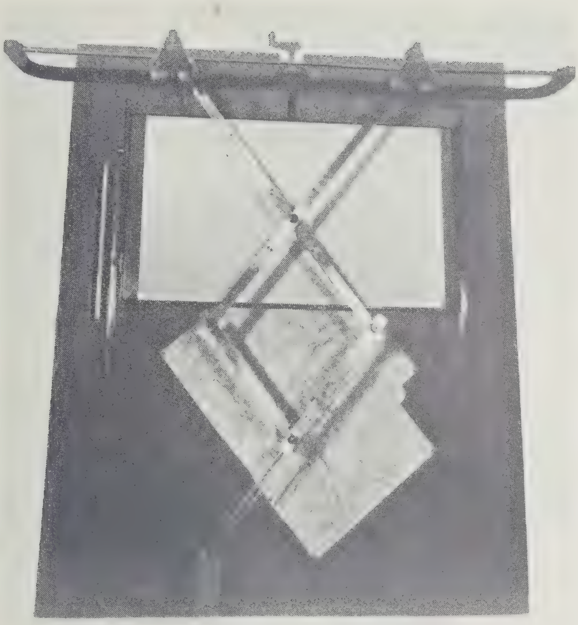
The construction of the apparatus was not simple. Points O and P in particular, which had to be both rotatable and movable, caused much trouble. The solution was finally found with three small wheels running on ball bearings, between which the firm, round rod AB passes.

The pencil is movable along a square rod which runs under OS. The affixing of the pin should have been done in the same way, under the rod SY. With our apparatus this last construction has not been carried out and there are still two pins present.

Leyden, December 1936.

List of Literature:

1. P. Th. Dufour: Nouveau procédé permettant d'obtenir les perspectives-reliefs de formes géographiques représentées sur les cartes hypsométriques. Thèse de la faculté des Sciences de Paris 1917.
2. P. J. B. v. Kessel: Proefnemingen met een instrument ter vervaardiging van Blokdiagrammen. Jaarverslag Top. Dienst N. Ind. 1929.
3. Dr A. N. J. Th. à Th. v. d. Hoop: Een toestel voor het teekenen van blokdiagrammen. T. K. A. G. 1934.
4. E. Stach: Stereographische Darstellung tektonischer Formen im Würfeldiagramm auf Stereomillimeterpapier. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges., Bd. 74, 1922.
5. A. K. Lobeck: Blockdiagrams. New York 1924.
6. Ph. K. Rüsewald: Skizze und Blockdiagramm. Geographische Bausteine, Heft 11, 1925.



EXPERIMENTS IN CONNECTION WITH DALY'S HYPOTHESIS ON THE FORMATION OF SUBMARINE CANYONS

BY

PH. H. KUENEN.

CONTENTS.

		Page
I.	Introduction	327
II.	Experiments	331
III.	Discussion	343
IV.	Summary	350

I. INTRODUCTION.

For many years thė existence of a deep gorge off the mouth of some larger rivers has been known. These descend the continental slopes to considerable depths. It remained to be shown by recent echo-sounding surveys, especially along the coasts of the United States, that they are of frequent occurrence. To SHEPARD [1]) we owe not only that attention has been centered on these most interesting and curious features of the submarine morphology, but also many original investigations into their nature and a number of excellent charts. STETSON [2]) published the results of dredging operations carried out in a few of these canyons. He kindly wrote me some recent results also. HESS made observations on similar formations in the Bahama's [3]).

The chief characteristics of the gorges are as follows: They are comparable in depth and steepness to the largest subareal canyons. They start at the edge of the continental shelf or even cut across it for some distance and slope outwards gradually and continuously to a

[1]) F. P. SHEPARD: Submarine valleys. Geogr. Rev., Vol. 23, 1933, pp. 77—89.
F. P. SHEPARD: Submarine canyons of the American coasts. Zeitschr. f. Geomorph., Bd. IX, 1936, pp. 99—105.

[2]) H. C. STETSON: Geology and palaeontology of the Georges Bank Canyons. Bull. Geol. Soc. Am. 1936, pp. 339—440.

[3]) H. H. HESS in: The Navy-Princeton gravity expedition to the West Indies in 1932. U. S. Hydrogr. Office, 1933.

depth of some 3000 meters. The lower reaches have not yet been examined in sufficient detail to know accurately how they end. In general they run comparatively straight, down the continental slope, but instances are also known in which the course is sinuous. Apart from a few exceptional cases there are comparatively few tributary gorges, but where tributary valleys occur they are neither hanging nor overdeepened. A few cases have been found where the valley system has a dentritic pattern. Although several canyons are opposite the mouth of a river, there are many more that occur where there are no river-courses and even where there is no hinterland of any extent.

As to the nature of the rocks out of which the gorges have been eroded opinion is devided. While SHEPARD found that the walls are generally composed of hard materials, STETSON observed slightly consolidated sediments cropping out in lightly dipping strata. The following quotation from STETSON is from a letter of February 1937:

> „We have only succeeded in finding hard rock on Georges Bank. „The canyons from Hudson Gorge south are full of a clay, probably „Pleistocene, which acts as a fill in an older cut and effectively „blankets the older formations beneath. In all, we have found three „hard sandstone formations which can be considered to be in place. „The other formations which make up the canyon walls are compact „clays and friable glauconitic sands. It is, of course, possible that „lithification took place after the canyons had been formed, but this „seems scarcely probable.''

Recent geophysical work points to weak materials in so far that the shelf appears to be built out from the coast in the manner of a huge delta at the investigated spot [1]).

Many attempts have been made to account for these submarine valleys. HESS considered the possibility of a sudden alteration in the speed of rotation of the earth. Apart from the obstacles to this picture from an astronomical point of view, SHEPARD draws attention to the fact, that no canyons could be formed by this mechanism at 35° latitude [2]).

DAVIS thought that the gorges might have been formed by undertow currents owing to the banking of water against the coast during storms. But in tropical regions the surface waters are too light on account of their high temperature, ever to flow out down the continental slope.

If a subareal gorge were submerged by subsidence of the coastal area, it would be gradually blotted out by sedimentation. This shows, as SHEPARD argued, either that they must have been formed recently or that they are kept open after subsidence by some mechanism that is still active. The geological history of the coasts off which gorges are found, in many cases precludes the possibility of recent subsidence. Moreover, there gradually appear to be so many area's with gorges, that a recent subsidence of all these is in itself an impossibility.

---

[1]) Personal communication from Professor VENING MEINESZ.

[2]) F. P. SHEPARD: Submerged valleys on the continental slopes and changes of sea level. Science, Vol. 83, 1936, pp. 620—621.

Fig. 1.

Model of three canyons on Georges Bank. After a chart prepared bij SHEPARD. Horizontal and vertical scale the same.

For these reasons SHEPARD first inclined to the opinion, that they were generally of greater age, but were periodically cleaned out by submarine sliding of the mobile sediments collecting in them. This slumping of the mud in the gorges could be expected to take place especially during earthquakes.

Recently SHEPARD abandoned this explanation as being of general applicability and prefers to assume subareal erosion during the ice age [1]). He recalculated the eustatic shifts of sea level during the maximum glaciation. If the ice were thicker than is generally assumed and the area increased by adding several regions in which glaciation has not yet been proved but is not disproved either, then the level of the oceans may have sunk as much as 1000 meters. During these low stages of sea level the upper reaches of the gorges were eroded by running fresh water.

In the opinion of the writer an eustatic shift of 10 times the amount that has satisfied geologists for many years, both from glacial and many other data, does not seem probable. The chief objection to his mind, however, is that there is no indication in the submarine topography that the upper 1000 meters of the gorges was formed or greatly influenced by other agents than the deeper parts. Thus there is no break in the general outward slope of many canyons at this level. One would expect a certain amount of sag in the upper part of the nature found in practically all river beds between their source and their mouths at base level. One might also expect to find some indication of delta's at the low base-level, where the bulk of the material was deposited that the erosion carried away from the developing gorge. The fine bathymetrical charts that SHEPARD provided lend no support to the assumption that base level moved some way down the continental slope.

The hypothesis shortly brought forward by DALY [2]) is striking both in its simplicity and its originality. On the other hand it is exceptionally difficult, as DALY himself admits, to form an opinion as to its value for explaining the formation of the gorges. During the ice age, when the ocean level sank several dozens of meters, a large quantity of mud and silt was brought within the range of turbulance caused by storm waves. During exceptionally severe storms the waters on the shallowing flats must have churned up much more sediment than nowadays. In this manner a suspension was formed with a higher specific gravity than that of clear sea-water. This heavy liquid must have developed a tendency to flow out from the shelves and down the continental slope. These submarine currents, given sufficient speed of motion, must have eroded the bottom. If the slopes are actually composed of fine, unconsolidated detritus, deeper and deeper ruts would have been scraped out, resulting finally in the present submarine canyons. This mechanism would account for the recent formation of the gorges and their similarity to normal waterworn canyons as they are formed by a current flowing

---

[1]) F. P. SHEPARD: The underlying causes of submarine canyons. Proc. Nat. Acad. Sc., Vol. 22, 1936, pp. 496—502.

[2]) R. A. DALY: Origin of submarine „canyons''. Amer. Journ. Science, Vol. XXXI, 1936, pp. 401—420.

along the bottom. Another attractive feature of the theory is, that no appeal is made to highly improbable astronomical or glacial occurrences. No theory has yet been proposed by which one could explain a world-wide sinking of ocean level to the present position of the lower canyon ends and a recent sinking of all the area's where canyons are found is unlikely. SHEPARD's original theory of slumping is far from satisfactory on account of the general shape of the canyons and the slightness of the slopes. We are therefore forced to seek for a mode of formation, that could operate below sea level. Normal currents are not sufficiently restricted, properly directed or swift enough to form gorges down the slopes. The fine recent sediment now being deposited in the gorges, is also evidence against a mechanism that is in operation at the present time. We are left with the choice between admitting the probability of DALY's hypothesis or owning that we are completely baffled. This should make us specially careful not to reject the explanation offered on slight grounds or a mere feeling of improbability. Only objections that appear to be quite insurmountable can turn the scales against the suspension current theory. So far the only objection the writer is aware of, would result from conclusive proof that the continental slopes consist generally of firm, hard rock. As stated above this is still a moot question. In some cases, further, the area of the shelf appears to be too small to have supplied the necessary sediment. After performing experiments to illustrate the hypothesis several objections he entertained have been met. Several geologists who witnesed the experiments admitted being more favourably disposed towards the theory than at first.

II. EXPERIMENTS.

DALY remarks, when discussing his hypothesis, that it appears to be beyond experimental geology to prove or disprove whether the submarine gorges were formed by a suspension flowing down the continental slope. The writer is the first to admit this statement. On the other hand careful consideration led him to believe that experiments might help to clear the field of speculation. For there are several elements in the line of reasoning, that are irrespective of scale and that nevertheless form basic parts of the whole theory. The following questions can be answered or approached on the basis of experimental investigation:

1. Will a suspension flow down a slope under water?
2. Will this type of current continue to a considerable depth without loosing its motive force in consequence of mixing with clear water?
3. Has such a current any erosive power?
4. Will such a current follow a slight initial gorge? For if not the mechanism can never develop a gorge when starting to work on a comparatively smooth slope.

5. Is the rate of flow increased by enlarging the scale of the experiment? In other words can swifter currents be expected in nature than in the laboratory?

Professor ESCHER of Leyden university kindly gave me permission to carry out the experiments in his laboratory for experimental geology and gave me advice. It is a great pleasure to me to acknowledge his helpful encouragement. Professor BURGERS and Ir. THIJSSE both of Delft advised me on some hydrodynamical questions.

The procedure was as follows. A suitable slope was built of sand in a long tank with glass sides. Either the whole slope or the top part was covered with a layer of gypsum. The slope consisted of a steep coast, an almost horizontal shelf and a continental slope to the bottom of the tank. Clear water was then brought into the tank so as to cover the shelf with a few millimeters or centimeters of water. A suspension of clay was prepared, generally one liter, and poured onto the flat along the coast. In order to be sure, that the turbulance and initial rush off the steep coast did not influence the flow, a precaution had to be taken. The suspension was therefore poured behind a piece of wood with a rubber flange, that prevented the mud flow from moving across the shelf until the turbulance had subsided. This temporary dam was moved outwards about half way towards the edge of the shelf while the suspension was being poured behind it, at such a rate that some clear water trickled under to join the suspension. In this manner it was possible to reach a stage, at which the flat was half covered with clear water and half with an almost stagnant, milky suspension. In some experiments the suspension was substituted by a solution of rock salt, coloured with potassium permanganate. There were several reasons for this substitution. The suspension very quickly cleared, the clay sinking to the bottom, in consequence of electrolites in the water that had to be used. The specific gravity of the suspension could therefore not be kept in hand, while an experiment was in progress. The salt water had the advantage, that its specific gravity remained constant, that it could not deposit new sediment and that being clear, erosion could be followed during its flow.

The suspension was also troublesome in that it was not sufficiently mobile if made too thick, and moved slowly if too dilute, giving ample time for the clay to settle before the current had properly started.

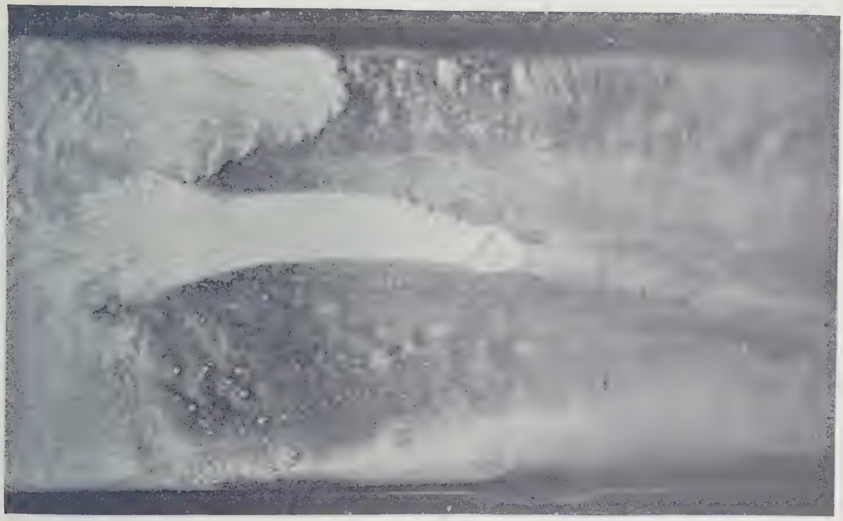
Fig. 2.

A. Part of the tank in the Leyden laboratory. Each pane of glass is one meter broad. On the left: shore, fronted by shelf, both with a hard layer of gypsum. The shelf is just covered by the water. The lower part of the water in the tank is opaque with clay, carried down by repeated flows (note the absence of mixing of clear and muddy water). The white line in the sand shows a surface of gypsum on which the first experiments (Fig. 4, A, B) were made.

B. Concentrated suspension of clay seen from above, flowing down the gorge of fig. 7 from left to right. Note slight turbulance at the head and the slower progress of the flow outside the gorge.

C. Dilute suspension of clay, almost without turbulance. The flow is entirely concentrated in the gorge of fig. 7.

A


B

C

The experiments to test the first two questions consisted in bringing a suspension onto the flat in the manner described, and watching its flow down a smooth slope of gypsum. The suspension immediately started to creep out over the shelf when let go. It then poured over the edge and swiftly flowed right down the slope, spreading out along the bottom of the tank in a thin mist to a considerable distance. The frontal portions of the current were in cloudy turbulent motion [1]) and were followed by a calmly flowing current with laminary movement. The first impression is, that the head of the flow is quickly mixing with the clear water through which it is flowing, but closer inspection reveals, that this is not the case. The lower surface is nearly flat, floating a few mm over the bottom as shown in fig. 6, A. The upper surface is billowy like cumulus clouds, but in continuous intricate motion. But when the frontal part has passed the water above the tail is practically clear, and the cloud itself is not diluted noticeably. Evidently there is hardly any mixing between suspension and clear water. Although the dividing surface is highly warped and contorted it remains a sharp margin and soon flattens out when the billowy part has passed by. When the suspension is more dilute to begin with, it flows more slowly and the frontal part gradually flows down the slope like a flat tongue (fig. 6, B) (see also page 343).

When a salt solution with or without a suspension is treated in the same manner the type of flow is identical, but as the specific gravity can be made greater the speed of motion can also be increased.

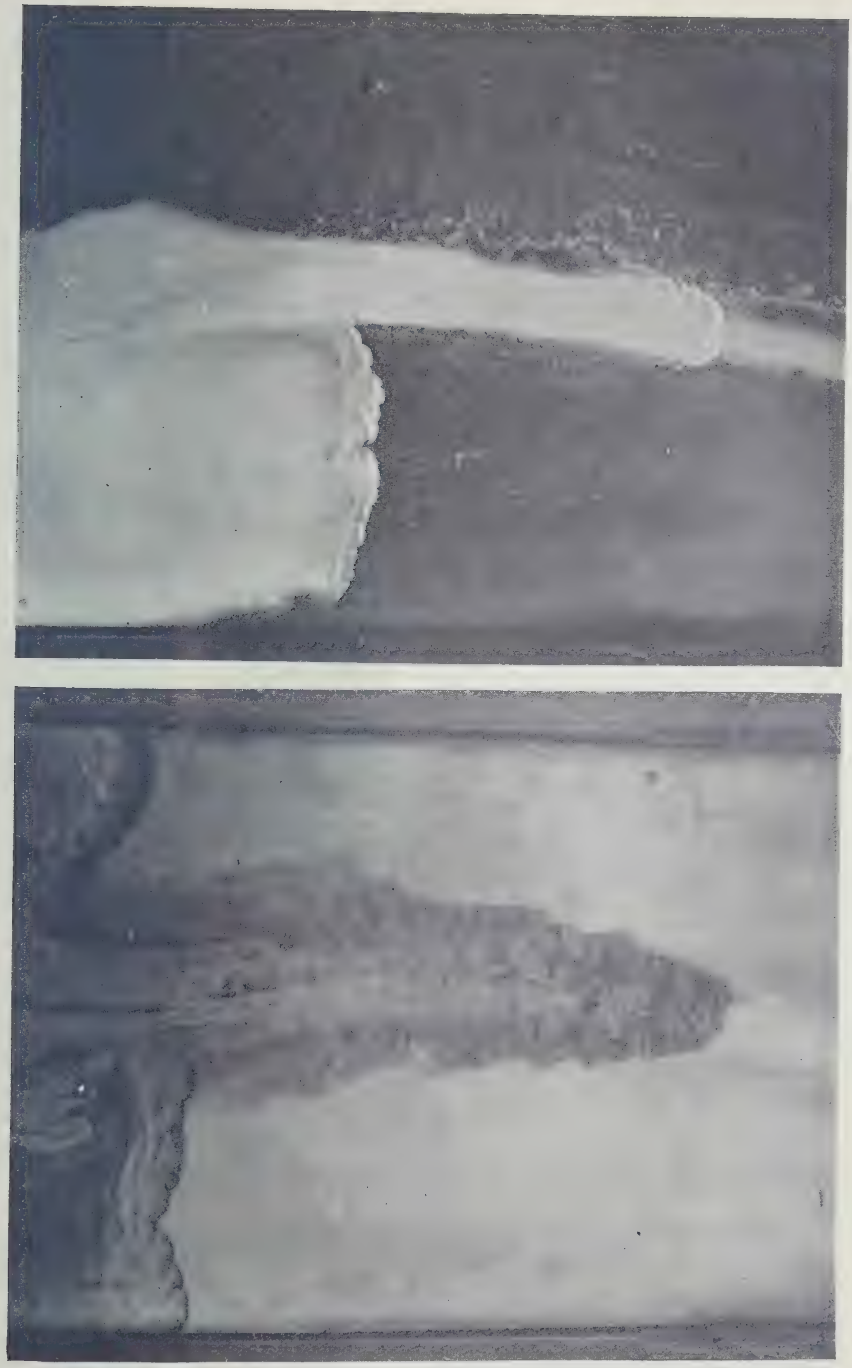
The first two questions can therefore be answered in the affirmative.

The third and fourth question were studied in the same manner, but a gorge was made in the continental slope. First two comparatively deep gorges were modelled out of gypsum, the one cutting well into the flat, the other starting on the slope, and meeting the first some way down. Both had a slightly sinuous course. It was found that a suspension flowed out over the shelf, but as soon as the edge reached the upper end of the gorge it poured into this depression, sucking in the milky fluid from both sides (see fig. 2 B, 3 A). Only when a large amount of suspension was brought onto the shelf, did it succeed in reaching the edge and flowing down the slope beside the gorge for a short distance. The current in the gorge, however, was much swifter and more powerful. Even a short way down the slope it had sucked in the suspension from the sides. In the lower reaches no suspension ever succeeded in flowing anywhere else than along the gorge.

After the clay had settled, a very fine smokey suspension remained and this continued to move off the shelf and down the gorge for almost an hour. By throwing crystals of potassium permanganate onto the slope or shelf the movements of the water could be followed with the greatest ease. On the slopes beside the gorge the purple tongues, dissolving off the crystals, moved downwards only very slowly in consequence of their greater specific gravity. In the gorge, however, the movement was many times as swift in consequence of the movement of

---

[1]) One is strongly tempted to draw a parallel with the glowing clouds photographed on the slopes of the Merapi volcano on Java, or with snow lawines.



A

B

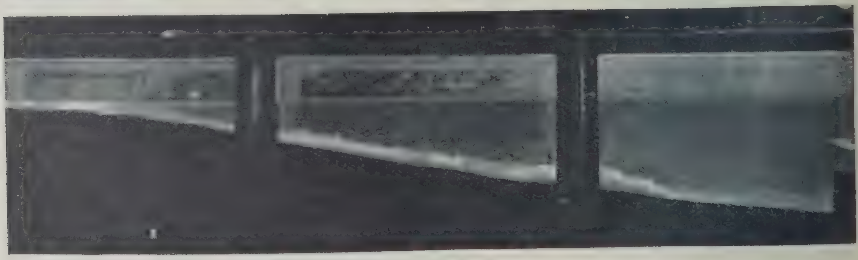
Fig. 3.

A. Concentrated suspension running down the gorge of fig. 7. Note how the part outside the gorge is being drawn into it.

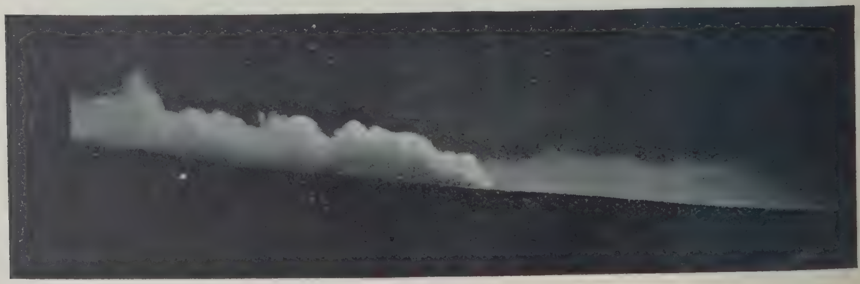
B. Concentrated suspension, weighted by rock solt, with strong, turbulant motion, in the gorge of fig. 7.

A

B



C



D

the fine suspension. On fig. 4, A the dark streaks clearly show how the currents into and down the gorge were directed.

After the suspension had settled it was also possible to churn up a new cloud on the shelf with the fingers. The result was the same, but eddies were made and these sometimes spoilt the elegance of the results.

By repeating this churning up practically all the clay was carried away from the shelf and deposited in the gorge and on the bottom of the tank.

To decide the question whether the current had any erosive power, or moved over the bottom without disturbing the sediments, a flow of clear salt water was sent down the gorge after all the clay had settled. The solution started on the flat in the normal manner and then dashed down the gorge raising dense clouds of clay on its way. On fig. 4, B the white cloud may be seen caused by the churning up of sediment by a current that started as a clear flow at the top of the gorge.

As the surface of the clay was very smooth, the current flows over it without being able to stir it up, except in the turbulent frontal parts. If little chips of gypsum, minute balls of clay or fine pumice sand were dropped into the gorge these were frequently rolled along the bottom a considerable distance, long after the clay had ceased to be moved, or by a current that was too calm to disturb the clay at all.

In a following experiment a more gradual slope was built up with only a slight gorge running down the middle. Four successive layers of clay were then laid down over the entire surface by mixing a suspension with the water of the tank; first a white layer, then brown, white and finally again brown. Each layer was about ¾ mm thick. On this model a series of observations was made to compare the rate of flow of various concentrations and amounts of salt water. After these were finished the gorge was reexamined and considerable erosion was found to have taken place. The upper two layers had disappeared over almost the entire length, the third layer had started to flake off here and there. Moreover it became apparent that the current had eroded more strongly along the outer bank in curved parts than along the inner bank.

In fig. 7 the gorge is drawn to scale to show its shape, dimensions and slope and fig. 2, A gives a picture of the tank with lamps and slope.

It will be seen, that the upper end of the gorge forms only a very

---

Fig. 4.

A. Branching gorge with very dilute suspension (not visible on the photograph) slowly flowing down. The movement is shown by the dark streaks coming off crystals of potassium permanganate. (At „a'' the flow dives into a cavity and emerges again at „b'').

B. Cloud stirred up on the way down (in the gorge of fig. 4 A) by a clear solution of salt, proving erosion.

C. Suspension (two liters) weighted with salt, flowing down a gorge along the front of the tank. Note the turbulant head and thinner part, where the motion has become constant.

D. Detail of the flow shown in fig. 4, C a few moments later.

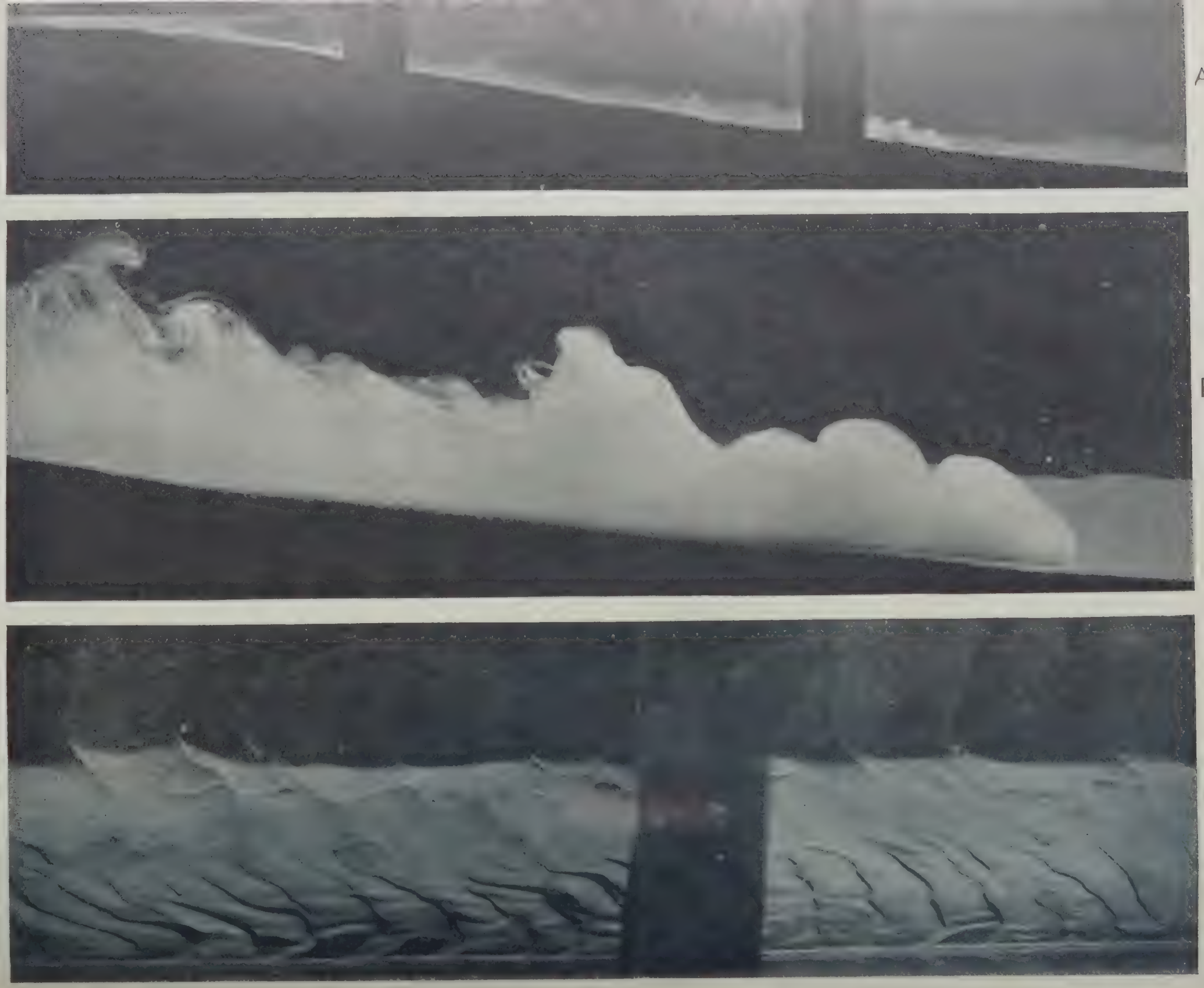


Fig. 5.

A. Suspension (two liters) following a gorge along the front of the tank.
B. Detail of the head, taken a few moments later. Note the slightly floating, turbulant head.

slight dent in the shelf. Even when there is 3 cm of water on the shelf a hollow of ¾ cm depth is sufficient to tap nearly all the suspension from a distance about twice the width of the hollow on each side. In comparison the model gorge was much slighter than the finished canyons on the continental slopes.

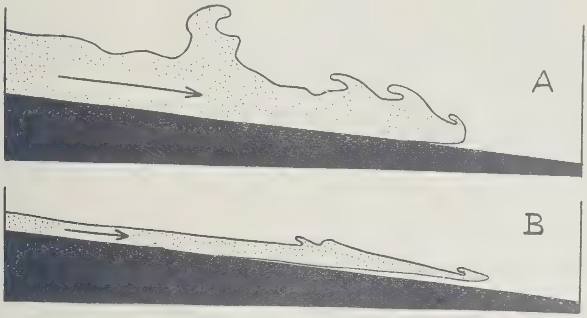


Fig. 6.

A. Head of a more concentrated and swifter flow.
B. Slower and more dilute.

So far our experiments have answered the first 4 questions quite definitively in the affirmative.

In order to gain an insight into the last question a series of experiments mentioned above was carried out. In the first run half a liter of solution was taken in each case with increasing amounts of rock salt. The average depth of the water on the flat was 6½ mm. In fig. 8 the results are seen. The stronger the solution the greater the speed of motion, shown by measuring the speed developed by the head of the flow. The velocity of the current following, after the head has passed, could not be measured. It is somewhat greater. In the second run the depth of the water was 13 mm and 1 liter was taken of each of the solutions. It will be seen from fig. 8 that the speed of motion is considerably larger. By taking 2 liters again with a depth of 13 mm the speed is not much increased and the same is the case when the depth is 23 mm. As in the experiments with 1 liter the gorge was filled to the brim by the tongue of salt water, the increase to 2 liters had little influence because the extra amount ran down the slope at both sides and was not drawn into the gorge till near its lower end. The gorge would have had to be deepensed before the increase of speed could have become appreciable. Taking this into account it is obvious on studying fig. 8 that by enlarging the scale of the experiments the speed of the flow is increased considerably. This answer to our last question is perhaps not sufficiently definite.

A further set of experiments was therefore made in a new gorge running along the side of the tank. The rate of flow was measured on increasing amounts of a solution with the specific gravity of 1.06. The

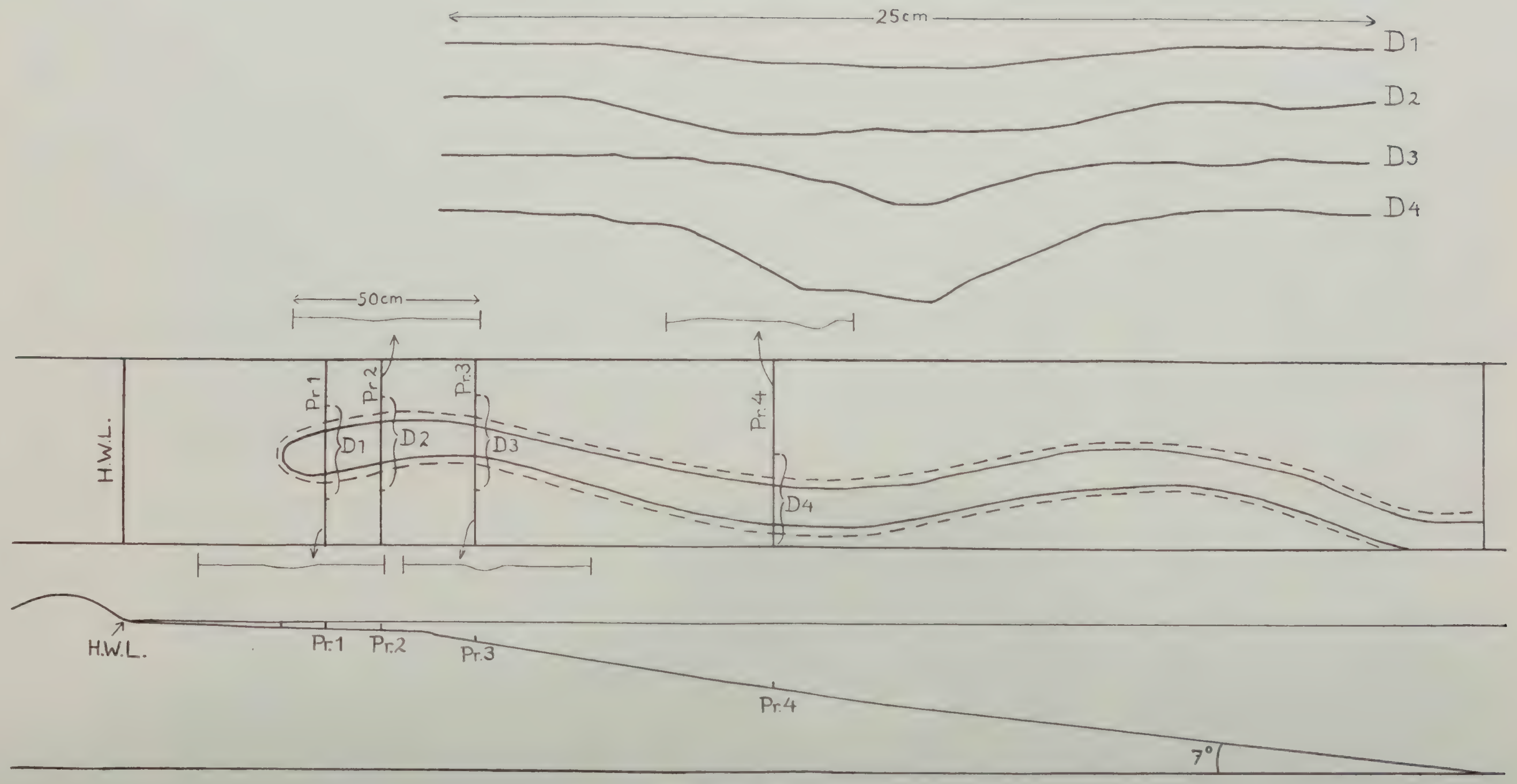


Fig. 7.

The gorge in which the experiments of fig. 8 were made.

depth of the water on the flat was also gradually increased and the gorge was made larger from time to time by heaping sand along its side. Thus the scale of the experiment was gradually increased in all respects except in broadening the shelf. Unluckily this proved to be a serious defect,

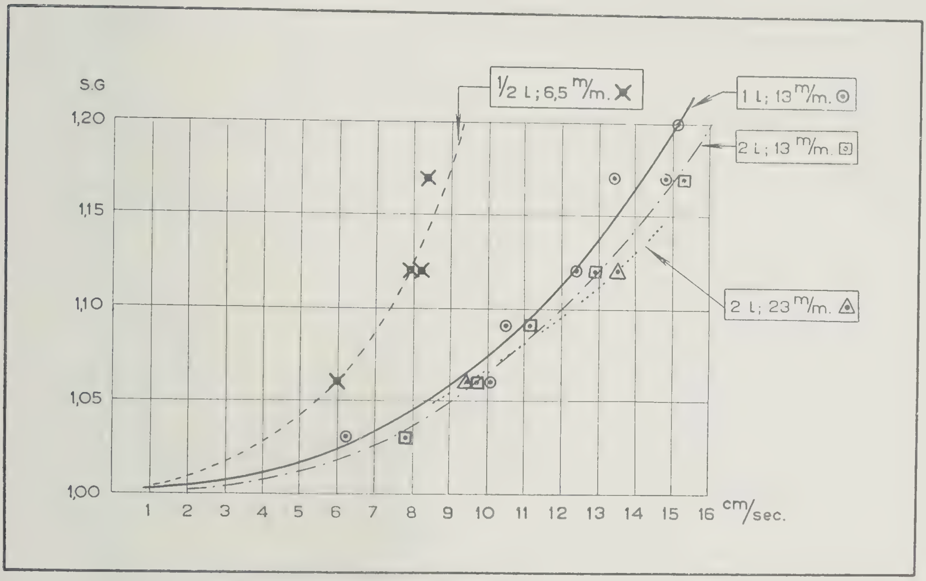


Fig. 8.

Graph of comparative experiments to show the influence of increasing specific gravity on the speed of the flow's head.

but it was not realised until afterwards. I shall return to this point in the discussion. The maximum amount that could be conveniently handled in this manner was 10 liters of solution.

The speed was measured separately for one meter in the middle of the slope, with an average of 9°, and for the next meter with an average of 6°. The curves of fig. 9 were thus obtained, showing more conclusively than fig. 8 the increasing rate of flow when the scale of the experiment is enlarged.

Another interesting fact was observed. As soon as the speed of flow exceeded some 10 cm/sec the sand in the gorge began to move and formed fine ripple marks (fig. 5, C). This is clear proof of the erosive power of the flow. The shape also shows that the maximum erosion takes place at the bottom of the (half) gorge.

Finally some experiments were made on the influence of wind-formed waves. In the Leyden laboratory a current of air can be drawn over the water in the tank. The influence was studied on a shelf with a thin layer of clay sediment, fronted by a slope. As soon as the speed of the wind was sufficient to form waves at the shore, clay was stirred up on the shelf. Before the suspension, thus formed, could flow down

the slope it was mixed with clear water by the incoming waves. The water in the tank became more and more muddy without a distinct flow occurring down the slope.

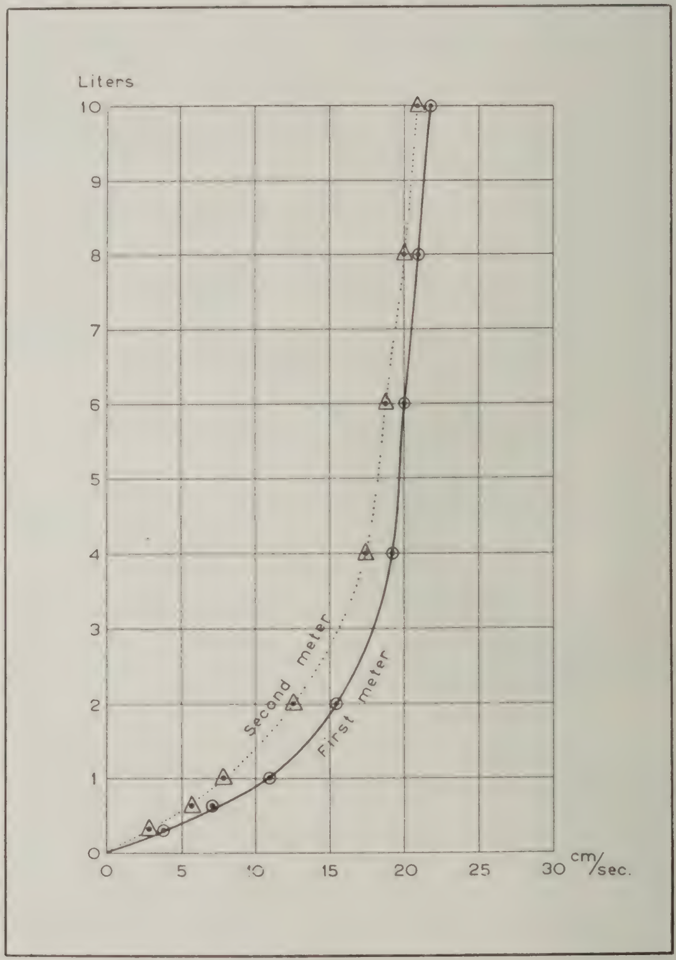


Fig. 9.

Graph of comparative experiments to show the influence of increasing scale (see discussion on page 345).

III. DISCUSSION.

An attempt can now be made to view DALY's theory while bearing in mind the answer given by the experiments to our five questions. There appears to be no objection to the assumption of a lower level of the sea during the glacial epochs. Neither can there be much doubt, that in consequence a great mass of fine sediments must have been churned up by storm waves. What cannot be answered offhand is: what the concentration of the suspension was, nor how long it took to settle when the whirling of the water died down. A storm directed towards the coast would raise larger waves than one blowing out to sea and the consequent undertow would help to sweep the suspension towards and over the edge of the flat, as DALY points out. Without studying the exact nature of the turbulance and the size etc. of the waves we cannot say if the principle noticed in the last experiment would also be active in nature. In the meantime a weak spot in the theory must be admitted as long as the possibility remains that the suspension will be mixed with clear water and diluted more and more as it works out to deeper water at the edge of the shelf. As the nature of the model waves is quite different to that of large ones in nature in consequence of the capilary forces playing a dominant part in minute ripples, the experiments cannot be used as proof that in nature the suspension cannot flown down the continental slope before it is lost by dilution.

There does not appear to be any reason for doubting the next stage in the theory. If ½ a liter of suspension will flow down a slope in the model over a distance of at least 3½ meters, the enormous amount of suspension in nature must be able to flow down the continental slope of the same order of steepness as far as the actual deep sea.

Mr. THIJSSE tells me that extensive experiments have been performed in his laboratory on the mixing of currents, but that no simple rules could be established. Mixing doubtless increases with the velocity and my experiments are on too small a scale to prove the extent of mixing for the natural dimensions. However, he is of opinion that a current of the nature here considered will be able to flow for 10 kilometers before it is too much diluted by mixing. We will see presently why the greater distance, needed to explain the canyons, may also be safely postulated.

It depends principally on the amount of silt that remains in suspension during the long hours of descent, whether the suspension of warm surface water in the tropics is heavier than the cold bottom water. If a suspension is dilute to begin with or if the turbulance during the flow is insufficient to keep a larger quantity from dropping on the way, the mixture may soon meet a level below which the cold clear water is heavier. It will then spread out in a thin tongue at this level. This case will probably not occur frequently. In the first place the temperature has a comparatively small influence on the specific gravity of sea water. In the second place, as we saw in the experiments, the flow stirs up sediment on its day down if it is not too slow and by this process may even be expected to become more and more heavily laden

with sediment, thus not only regenerating but even increasing its own motive force.

As the suspension spreads out over a wide area on reaching the bottom of the slope, it will deposit its load on a much larger surface than a river arriving at base level. If the submarine gorges have been formed by subareal rivers there should be delta-like projections at the lower ends. But if on the other hand they were generated by submarine flow of a suspension, there need be only thin wide flanges of erosion products, if fine materials prodominated over coarser particles rolled along the bottom. The ration between the two cannot be estimated. If therefore future investigation of the lower ends of the canyons proves the absence of delta's, a strong point is gained in favour of the suspension theory. If they are found they can be explained both by subareal erosion and by the flow of a suspension that carried a large amount of pebbles and sand along the bottom; or finally by slumping.

The experiments leave no doubt, that a current flowing down the continental slope will concentrate in slight initial depressions. The more these depressions are eroded, the more effectively will they draw in the current and thus tend to develop into the submarine gorges we now find. The upper ends that cut across the edge of the shelf draw in the suspension at their tip, but also from the sides. They should therefore tend to develop broad, cirque-like heads and tributary gorges should be more frequent in this part. The best known examples, those of the middle part of Georges Bank, show just such a shape (see fig. 1). There are hardly any tributary gorges, starting lower down on the slope. The only clear example in the lower middle part of SHEPARD's chart possesses a kind of delta and strongly suggests an origin due to land-sliding. Stream piracy may also be responsible.

DALY pointed out, that the valleys formed above sea level during the first ice age would easily develop into deeper gorges by the flow of suspension in a later glaciation. Once started in a definite position they would extend down the slope until they reached the floor of the ocean or met an older rut, using this as their channel further down.

There is no difficulty in explaining the winding course that is sometimes encountered because the suspension can follow and erode along a sinuous rut in the same manner as a river. Irregularities in the continental slope before the mechanism started to operate, or inequalities in the strength of the country rocks may be responsible for such exceptional shapes.

It is less obvious how a dentritic pattern could be brought about because many of the ruts then begin a long way down the slope. Possibly we then encounter an old, drowned river system that was masserated out of the recent covering of soft materials. It is of importance to note that even in the example given by SHEPARD there are relatively few branches that do not begin close inshore.

Our next concern is with the rate of the flow. There appear to be two lines of investigation for arriving at an estimate of the speed in nature. DALY took the flow of rivers as point of comparison and arrived at a speed of 2 to 3 km per hour (DALY l. c. p. 418) or 70 cm/sec. We can also use the results of the experiments as basis of a calculation.

Daly says (p. 410):

„Arbitrarily assuming uniform motion in all parts of the stream's „cross-section, and also assuming the motion to have reached the „steady state, the equation relating to velocity (v) with the density „of the liquid (d), axial slope (s) taken to be the same for both „surface and bottom, and the hydraulic mean depth (m, equal to „the area of the cross-section divided by the wetted perimeter) is

„ $$v = c \sqrt{m. s. d},$$

„where c is a quantity depending on the roughness of the stream „bed and the slope of the channel."

We have already seen that in our experiments v (= the velocity of the head of the flow) is proportionate to $\sqrt{d}$, and as s is about the same in nature and the experiments, the part that remains to be tested is the influence of the hydraulic mean depth.

Our second set of measurements must now be examined (fig. 9). The amount of solution was gradually increased, so that the depth of the heavy liquid when spread out over the shelf is also enlarged. The depth of the flow as it begins to rush down the gorge is thus in direct proportion to the amount of liquid used. But as soon as the gorge thus starts to tap the solution off the shelf, a difference arises between a smaller and a larger scale of the experiment. As the area of the shelf was not enlarged in proportion to the depth of the solution, the larger the scale the smaller the amount of solution that can be drawn into the gorge. For the smaller experiments this influence can be neglected, for the area is still large enough to provide solution as quickly as it disappears down the gorge. The ration of velocity to hydraulic mean depth therefore conforms fairly well to the formula. But as the scale is enlarged the supply of liquid to the gorge, onwards from the moment that flow starts, is increasingly encumbered.

When the breadth of the gorge begins to approach ¼ of the width of the tank the influence begins to be noticeable. The gorge receives less solution than it could accommodate and the hydraulic mean depth in the gorge, the factor determining the velocity, is not increased in proportion to the increase of solution poured onto the flat. The velocity measured should increase slower than $\sqrt{q}$ if q is the mean depth of the solution on the shelf.

Our graph clearly shows this to be the case. Bearing in mind this simple explanation of the divergence between the graph and the formula for the larger scale and the good agreement for the smaller scales, it appears fairly safe to use the formula for calculating the velocity in nature of the head of the flow. The speed of the current is greater, as pointed out above (p. 339). In the following I will not make a difference between these two values.

In nature the area of the shelf is large compared to the size of the gorge. The smaller scale experiments therefore give the most trustworthy figures.

To calculate the linear scale of the experiments we must use the depth of the solution at the moment it reaches the edge of the shelf. When using 1 liter of solution this depth is ¼ cm. The depth of the current in the gorge was not measured and could not have been estimated accuratley on account of the billowy surface [1]). In nature the thickness of the layer with suspended sediment can be estimated at 10 to 25 meters out of 20—50 meters of water on the shelf. There was of course also matter suspended in the upper layers of water. This was probably less and although it would help to increase the velocity, it is left out of account so as to arrive at a conservative estimate. As s in the experiment (1 : 7.4) is about twice that in nature (when the process of erosion began; namely the slope between the gorges of Georges Bank), we get the following result, for an effective density of 0.004, a figure used by DALY:

$$v_{nature} : v_{exper.} = c\sqrt{4000 \times 1/2 \times 0.004} : c\sqrt{1 \times 0.06}$$
$$= c\sqrt{10.000 \times 1/2 \times 0.004} : c\sqrt{1 \times 0.06}$$

as $v_{exper.} = 10$ cm/sec $v_{nature} = 115$ cm/sec or 183 cm/sec that is 4 km/hour or 6.5 km/hour for the head of the flow. Assuming the depth as 25 meters, an effective density of 0.01 is sufficient to cause a flow of 3 m/sec. These velocities are considerably greater than those calculated by DALY.

Professor BURGERS kindly pointed out to me, that extrapolation from millimeters to several meters brings in complications, because the frictional forces follow different laws than the forces of inertia. He believes, however, that we do obtain a value indicating the right order of magnitude. Afterall that is what we are aiming at.

He also drew my attention to similar experiments carried out by W. SCHMIDT [2]) for meteorological purposes, in which extrapolation to the scale of nature gave very satisfactory results. In these experiments the propagation of the head of the flow was found to be only half the velocity of the current following. Our estimates for the speed in nature must therefore be on the conservative side and probably come near the value for the layers close to the bottom.

When in consequence of less exceptional storms, the density of the water is increased less, the velocity of the flow may sink below the minimum for stirring up sediment in the gorge. No erosion will then take place and the current will soon stop in consequence of the sediment settling. Estimating this lower limit to effective velocity of the head at 40 cm/sec. (= two to three times the velocity that produced ripple marks in the experiments and a value considered to be reasonable by Mr. THIJSSE on the strength of his extensive experience with currents in estuaries, etc.) we find that the minimum concentration is 0.00028 by weight, that is 0.00014 or 1 : 7000 by volume. For each square centimeter of the shelf one quarter of a cm^3 of sediment is required for this minimum velocity. It makes no difference whether this amount is

[1]) See page 348.

[2]) W. SCHMIDT: Zur Mechanik der Böen. Meteorol. Zeitschr. 1911, p. 355—362. Weitere Bemerkungen zum Böenvorgang, Meteorol. Zeitschr. 1912, p. 103—110.

suspended in a layer of 1 or 100 meters thickness; the velocity remains the same.

Returning to the question of dilution of the suspension by the waves at the edge of the shelf, it appears that if only a small fraction of the materials remains in suspension after the waves have gradually died down, there is still ample motive force for the currents down the slope to start running and to increase in velocity. One would even expect the mechanism to work at the present day, were it not that the shelf sediments have been washed clean during the glacial period. The now remaining sand settles too quickly to start the movement and the process will not become of importance again until more fine matter has settled on the shelves [1]).

Now that we have arrived at an estimate of the velocities in nature, a further test of the theory can be made to see whether it will work on the basis of a few measurements and estimates as to quantitative elements. The most easterly of the gorges of fig. 1 will be used for obtaining data.

The amount of rock eroded from the most easterly of the three large Georges bank canyons is roughly 100 km^3. That part of the shelf which fed the current into this gorge has an area of some 1000 km^2. It is not probable, that the shelf was aggraded as much as the lowering of sea level, for the coarser constituents sank to the bottom before they were carried off the shelf. Thus there was gradually formed a protective covering of pebbles and sand. The amount of sediment washed off this surface during the ice age, can be estimated at 36 km^3, assuming a degradation of three dozen meters. Half this amount may have been lost by running down the smaller furrows on the slope and during storms that were too ineffective to set up a current along the bottom. There remains an amount of 18 km^3. We arrive at the conclusion that out of the gorge 6 times as much has to be eroded as was available for setting up the current.

It may well be that an even larger percentage has to be eroded out of the gorge. On the other hand part of this load is rolled along the bottom.

The carrying power of a stream is greatly strengthened by increase of the velocity. There is nothing against assuming that a flow once gaining a speed great enough to become turbulent and to stir up sediment, will increase its velocity and ultimately take up 6 times the amount of sediment it started with. Its velocity would have risen to more than twice the original by this process.

The process would take the following course. At first the sand is only lifted a few dm from the bottom, but the mud will rise higher and have a greater influence in increasing the velocity. Not until the flow is running at 1 m/sec will the sand be lifted high enough to effect the density of the flow as a whole. It will now also be obvious why the dilution by turbulance at the surface of the flow is not a drawback to the theory. The sediment lifted on the way down will be ample to

---

[1]) For the case of Georges Bank see: SHEPARD, TREFETHEN and COHEE: Origin of Georges Bank, fig. 5, Bull. Geol. Soc. America, Vol. 45, 1934, pp. 281—302.

restock the current and the flow will be able to continue for the dozens of kilometers it has to traverse before reaching the end of the gorge.

Each time as much as 2½ millimeters of sediment was stirred up on the shelf the flow began and ran down the gorge. As according to our estimate 18 meters were available, there could have been 7000 flows in all. In consequence of very exceptional storms a much larger quantity of sediment was drawn down the gorge, so that there would have been less flows, say 5.000.

On the other hand some of the sediment settled again, when the waves had died down and before it had reached the edge of the shelf. Let us assume therefore that there were 10.000 flows in all.

It is obvious that each successive ice age found less fine sediments to stir up than its predecessor. If there were 200.000 years of lowered ocean level, there cannot have been more than 50.000 years during which there were occasional suspension flows.

Combining our two results we find that once in every 5 years sufficient mud was suspended to cause a flow that eroded the gorge. Probably during the second quarter of the first ice age, when there was still abundant sediment and the waters were sinking rapidly (about 1 cm per year) and already the base level had decended 40 meters, there was an effective flow almost every year, or possibly even oftener.

The erosional work may next be compared to that performed by rivers. Each of our 10.000 flows had to carry away $^1/_{100}$ km^3 of sediment from the gorge, the swifter ones more, the slower ones less. This amount is reasonable, considering the Mississippi carries annually $^1/_5$ km^3 of sediment to the Gulf of Mexico.

Finally one can compare the amount of sediment held in suspension by rivers and by the density current. The ratio of sediment to water by weight in larger rivers is on an average 1:2000, the average velocity 1.50 m/sec. Some rivers, however, contain as much as 1 part of sediment in 300 parts of water (Po, Rio Grande), the Durance even 1 in 30. In the supposed density flows the ratio was 1:3500 at the start and 1:600 towards the end, the velocities being from 0.40 m/sec to 1 m/sec. The relation is probably such, that during severe storms, when the initial velocity was greater, there was relatively more and coarser sediment stirred up on the way down and only fine sediment and less in the cases on which our calculation was based. In the case of the submarine gorges the transportation is aided by the much steeper slope down which the materials were to be carried.

It is hard to estimate the depth of the flow in the gorge. In the experiments the depth was not measured, but from photographs it is believed to be of the order of 1 to 2 cm when 1 liter of suspension was used. On the same ratio the depth in nature would be 100 m. The cross-section of the flow is then 60.000 m^2. As 17 km^3 of suspension is to flow off the shelf, the duration of the current would be more than a week.

It is obvious that after the storm dropped the mud would have settled again long before the suspension had all flowed off the shelf. In fact the flow did not last much longer than the agitation of the water. If this lasted a few days, half the sediment settled

again on the shelf. For this reason 10.000 flows in stead of 5000 were assumed above.

The amount of sediment assumed to disappear at each flow was $^1/_{100}$ km^3, spread out over the area „wetted'' by the density flow (50 km^2) this represents a thickness of $^1/_5$ m. In other words a rush of water during a few days at a speed of one or two meters per second has to erode the bottom 20 cm.

The size and shape of the gorges shows that just as in a normal valley only the very bottom part was touched by the current (in our calculation about $^1/_{10}$ of the cross-section). If there were only erosion to cut out the gorges they would show almost vertical sides. As this is hardly ever the case, some process must have opened them out continuously while the current cut downwards. Weathering and creep, the agents fullfilling this task in a river valley are absent on the sea floor. It must therefore have been the process of slumping. This consideration is of the utmost importance. It shows that at least 90 % of the materials carried away by the current were not worn off the bottom, but had previously slid down the slopes and lay waiting for the current in a loose heap along the bottom. This would enormously facilitate the transportation and explains the high ratio of sediment in the flow.

Each flow had only to scrape a few cm of solid rock off the bottom. It also shows that the solid rock is so weak as to slump when the slope exceeds 1 in 6 (the slope of the walls) although supported by the water. SHEPARD has brought evidence to show, that slumping has been repeated since the currents ceased to operate and clean out the gorges. In the chart of Georges bank some scars in the slopes may be seen that are best explained as old land slides. By dredging STETSON found a few harder layers. These would crack off when undercut or „underslumped'' and be broken up. They could not have shielded the slopes from erosion except where occurring in very massive layers.

SHEPARD's own hypothesis holds that the gorges were made during enormously lowered glacial sea levels, in other words in a few ten thousands of years. Weathering and creep could not have performed much in so short a period. In this theory also, direct crumbling under the influence of gravity must be assumed to explain the wide-open shape of the canyons. Both theories can therefore only be applied if the materials are very weak. But if this assumption is once made, surely the suspension current hypothesis is to be preferred.

The foregoing calculations are in part fairly accurate, but several elements had to be introduced of which the reader may well feel that the estimates are arbitrary. It is by no means intended to claim any degree of accuracy for the resulting figures, even for the canyon considered. On the other hand the theory would loose much of its appeal if the quantitative element had been left entirely unconsidered. The fact that the estimates lead to quite reasonable results and no flat contradiction is encountered between available energy and work to be performed, may certainly help to allay fear that the density current hypothesis is unable to account for the size of the submarine canyons.

It has to be admitted, however, that some of the Californian canyons arise where the shelf is narrow and where the supply of sus-

pension can hardly have been adequate for eroding large gorges. Are these canyons older and were they merely cleaned out by the flows? This question must be left unanswered for the time being although its importance is not denied.

If further proof is forthcoming to show that continental slopes are formed of loosly scattered or only slightly consolidated materials, there appears to be every reason for crediting glacial density currents with the formation of most submarine canyons, especially those of the Georges Bank-type, and the reopening of older, smothered ones.

During the last glacial stage there were probably no flows with eroding power, because ocean-level sank less and most of the finer material had already been carried away. It is therefore not surprising that clay was deposited in some canyons already during the ice-age. This may explain the occurrence of pleistocene clay in the Hudson gorge, found by STETSON.

In conclusion another sentence may be quoted from STETSON's letter, as it is of great importance to oceanographical geology:

> „Even if we cannot use these currents for cutting gorges, it „seems to me that we have a very important mechanism which can „be used for distributing sediment down the Continental Slope and „out to the ocean basins.''

IV. SUMMARY.

SHEPARD has made us familiar with the shape and various properties of submarine gorges and in a number of publications he has shown the great importance to earth-science of these wonderful features of the sea floor.

Various hypotheses have been brought forward to explain the formation of submarine canyons. The only hypothesis to which there are no grave objections, is that suggested by DALY. During the low sea levels of the ice age mud was stirred up on the shallowing shelves and the dense water ensuing, flowed down the continental slopes, gradually eroding the gorges. This theory can be substantiated by experiments. These proved that a suspension will flow down a slope without being much diluted by mixing, that such a flow will concentrate in slight depressions in the flat and follow a rut down the slope, that the current will begin to form ripple marks in sand at a velocity of 10—20 cm/sec and that the speed varies with the root of the density and probably also roughly with the root of the depth.

Rough estimations, based on the data of one of the Georges Bank canyons, show that the velocity in nature should be somewhat less than that of larger rivers, but encreasing as it proceeds and catches up more sediment. At the lower end the suspension has gained 6 times the (effective) density and two to three times the velocity it started with. At this stage the amount of sediment has caught up the average of

most larger rivers and reached that of the most muddy major rivers. Some 10.000 flows must have occurred, or one every 5 years, each eroding as much sediment as the Mississippi carries to sea in two or three weeks. The current lasted many hours and its discharge was several times the average of the Mississippi. The relatively large percentage of materials carried by the currents is a consequence of its having slumped down the sides of the gorge before the current picked it up.

However rough these figures may be, they show that no preposterous assumptions have to be made to arrive at reasonable relations between velocities, amounts of water and sediment and size of the gorges for Georges Bank.

Where the shelf is narrow, as at some of the Californian canyons, there appears to have been hardly enough sediment to set up the necessary currents.

The chief remaining uncertainty lies in the necessity of assuming small strength of the rocks forming the continental slopes. But all evidence available except some of SHEPARD's dredging results, points to the same conclusion. Older, smothered gorges may have been cleaned out by this mechanism.

In any case, as STETSON points out, the mechanism must have played an important part in the sedimentation on and beyond the continental slope.

Groningen, March 1937.

An 8-mm film illustrating the experiments, of about 20 meters length, can be obtained at the price of 8 guilders from the Rijksmuseum van Geologie at Leyden.

„SAMMLUNGEN DES GEOLOGISCHEN REICHS-MUSEUMS IN LEIDEN" *).

SERIE I.

Beiträge zur Geologie Ost-Asiens und Australiens.

BAND I. (Preis 12 Gulden).

Heft 1, 1881 K. Martin, Die versteinerungsführenden Sedimente Timor's.

Heft 2, 1881 K. Martin, Eine Tertiärformation von Neu-Guinea und benachbarten Inseln.

K. Martin, Jungtertiäre Ablagerungen im Padangschen Hochlande auf Sumatra.

K. Martin, Tertiär-Versteinerungen vom östlichen Java.

Heft 3, 1882 K. Martin, Neue Fundpunkte von Tertiär-Gesteinen im Indischen Archipel.

Heft 4, 1883 K. Martin, Nachträge zu den „Tertiärschichten auf Java".

BAND II. (Preis 9 Gulden).

Heft 1, 1882; 2, 1884; 3, 1887 A. Wichmann, Gesteine von Timor.

Heft 3, 1887 A. Wichmann, Gesteine von Pulu Samauw und Pulu Kambing.

A. Wichmann, Gesteine von der Insel Kisser.

BAND III. (Preis 18 Gulden).

Heft 1—6, 1883—1887 K. Martin, Palaeontologische Ergebnisse von Tiefbohrungen auf Java, nebst allgemeineren Studien über das Tertiär von Java, Timor und einiger anderer Inseln.

BAND IV. (Preis 21 Gulden).

Heft 1, 1884 K. Martin, Ueberreste vorweltlicher Proboscidier von Java und Banka.

Heft 2, 1887 K. Martin, Fossile Säugethierreste von Java und Japan.

Heft 3, 1888 K. Martin, Ein Ichthyosaurus von Ceram.

K. Martin, Neue Wirbelthierreste vom Pati-Ajam auf Java.

Heft 4, 1888 K. Martin, Ueber das Vorkommen einer Rudisten führenden Kreideformation im südöstlichen Borneo.

Heft 5 u. 6 1889 K. Martin, Die Fauna der Kreideformation von Martapura.

Heft 7, 1890 K. Martin, Versteinerungen der sogenannten alten Schieferformation von West-Borneo.

K. Martin, Untersuchungen über den Bau von Orbitolina von Borneo.

K. Martin, Ein neues Telescopium und die Beziehung dieser Gattung zu Nerinea.

BAND V. (Preis 13 Gulden).

Heft 1, 1888 M. L. Crié, Recherches sur la flore pliocène de Java.

Heft 2, 1895 K. Martin, Neues über das Tertiär von Java und die mesozoischen Schichten von West-Borneo.

---

*) Verkrijgbaar bij: Boekhandel en Drukkerij v.h. E. J. Brill, Leiden.

Heft 3, 1896 K. MARTIN, Ueber tertiäre Fossilien von den Philippinen.

J. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK, Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. 1.

FR. VOGEL, Mollusken aus dem Jura von Borneo.

PAUL GUSTAF KRAUSE, Ueber Lias von Borneo.

Heft 4, 1897 PAUL GUSTAF KRAUSE, Ueber tertiäre, cretaceïsche und ältere Ablagerungen aus West-Borneo.

Heft 5, 1898 PAUL GUSTAF KRAUSE, Verzeichnis einer Sammlung von Mineralien und Gesteinen aus Bunguran (Gross-Natuna) und Sededap im Natuna-Archipel.

PAUL GUSTAF KRAUSE, Obsidianbomben aus Niederländisch-Indien.

K. MARTIN, Notiz über den Lias von Borneo.

Heft 6, 1899 K. MARTIN, Die Fauna der Mĕlawigruppe, einer tertiären (eocänen?) Brackwasser-Ablagerung aus dem Innern von Borneo.

BAND VI. (Preis 8.10 Gulden).

Heft 1, 1899 J. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK, Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. 2.

Heft 2, 1900 FR. VOGEL, Neue Mollusken aus dem Jura von Borneo.

J. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK, Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken (Schluss).

Heft 3 u. 4, 1900 C. SCHLUMBERGER, Note sur deux espèces de Lepidocyclina des Indes Néerlandaises.

K. MARTIN, Die Einteilung der versteinerungsführenden Sedimente von Java.

E. CARTHAUS, Beobachtungen auf Celebes und Sumatra.

Heft 5, 1902 C. SCHLUMBERGER, Note sur un Lepidocyclina nouveau de Bornéo.

BAND VII. (Preis 12.— Gulden).

Heft 1, 1902 PAUL GUSTAF KRAUSE, Die Fauna der Kreide von Temojoh in West-Borneo.

Heft 2, 1902 H. BÜCKING, Beiträge zur Geologie von Celebes.

FR. VOGEL, Beiträge zur Kenntnis der mesozoischen Formationen in Borneo.

Heft 3, 1904 H. BÜCKING, Beiträge zur Geologie von Celebes. (Nachtrag).

K. MARTIN, Jungtertiäre Kalksteine von Batjan und Obi.

H. BÜCKING, Zur Geologie des nordöstlichen Indischen Archipels.

J. G. DE MAN, Beschreibung einiger Brachyurer Krebse aus posttertiären Schichten der Minahassa, Celebes.

BAND VIII. (Preis 13.— Gulden).

Heft 1, 1904 H. BÜCKING, Zur Geologie von Nord- und Ost-Sumatra.

H. BÜCKING, Liste einer Sammlung von Gesteinen vom Keleiflusse in Berouw, Ost-Borneo.

Heft 2, 1906 H. ICKE u. K. MARTIN, Die Silatgruppe, Brack- und Süsswasser-Bildungen der oberen Kreide von Borneo.

Heft 3 u. 4, 1907 K. MARTIN, Eine altmiocäne Gastropodenfauna von Rembang, nebst Bemerkungen über den stratigraphischen Wert der Nummuliniden.

M. M. SCHEPMAN, Mollusken aus posttertiären Schichten von Celebes.

H. ICKE en K. MARTIN, Over tertiäre en kwartaire vormingen van het eiland Nias.

Heft 5, 1912 H. DOUVILLÉ, Les Foraminifères de l'île de Nias.

H. DOUVILLÉ, Quelques Foraminifères de Java.

BAND IX. (Preis 21.— Gulden).

Heft 1, 1911 K. Martin, Vorläufiger Bericht über geologische Forschungen auf Java. Erster Teil.

P. G. Krause, Ueber unteren Lias von Borneo.

K. Martin, Palaeozoische, mesozoische und känozoische Sedimente aus dem südwestlichen Neu-Guinea.

Heft 2, 1912 K. Martin, Vorläufiger Bericht über geologische Forschungen auf Java, Zweiter Teil.

L. Rutten, Studien über Foraminiferen aus Ost-Asien. Erster Teil.

L. Rutten, Studien über Foraminiferen aus Ost-Asien. Zweiter Teil.

Heft 3, 1913 A. L. W. E. van der Veen, Bijdrage tot de Geologie van Nias.

W. Wunderlin, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine von Südost-Celebes.

Heft 4, 1914 L. Rutten, Studien über Foraminiferen aus Ost-Asien. (Fortsetzung).

K.Martin, Miocäne Gastropoden von Ost-Borneo.

K. Martin, Wann löste sich das Gebiet des Indischen Archipels von der Tethys?

BAND X. (Preis 18.50 Gulden).

Heft 1, 1915 L. Rutten, Studien über Foraminiferen aus Ost-Asien. (Fortsetzung).

Heft 2, 1916 H. Douvillé, Les Foraminifères des couches de Rembang.

Heft 3, 1923 H. Gerth, Die Anthozoënfauna des Jungtertiärs von Borneo.

I. M. van der Vlerk, Een nieuwe Cycloclypeussoort van Oost-Borneo.

F. Krökel, Gesteine aus dem Gebiet des Boelonganflusses im nord östlichen Borneo.

SERIE II.

Beiträge zur Geologie von Niederländisch West-Indien und angrenzender Gebiete.

BAND I. (Preis 9 Gulden).

Heft 1, 2, 1887 J. H. Kloos, Untersuchungen über Gesteine und Mineralien aus West-Indien.

J. Lorié, Fossile Mollusken von Curaçao, Aruba und der Küste von Venezuela.

M. M. Schepman, Bijdrage tot de kennis der molluskenfauna van de schelpritsen van Suriname.

Heft 3, 1889 J. H. Kloos, Untersuchungen über Gesteine und Mineralien aus West-Indien. (Fortsetzung).

BAND II. (Preis 4.75 Gulden).

Heft 1, 1901 T. Wayland Vaughan, Some corals from the elevated reefs of Curaçao, Arube and Bonaire.

Heft 2, 1902 W. Bergt, Zur Geologie des Coppename- und Nickerietales in Surinam (Holländisch-Guyana).

E. D. van Oort, Ueber einen Sirenenwirbel aus dem Serro Colorado auf Aruba.

NEUE FOLGE.

(Quarto-Ausgabe).

BAND I. (Preis 69.— Gulden)

1e Abtheil. Heft 1—10, 1891—1906. K. Martin, Die Fossilien von Java, Gasteropoda. Anhang: Die Foraminiferen führenden Gesteine.

2e Abtheil. Heft 1, 2, 1909—1910. K. Martin, Die Fossilien von Java, Lamellibranchiata.

Heft 3, 1921. H. Gerth, Die Fossilien von Java, Coelenterata.

K. Martin, Die Mollusken der Njalindungschichten, Gasteropoda.

Heft 4, 1922. K. Martin, Die Mollusken der Njalindungschichten Gasteropoda (Fortsetzung), Scaphopoda, Lamellibranchiata, Allgemeiner Theil.

H. Gerth, Die Fossilien von Java. Echinodermata.

Joh. Böhm, Die Fossilien von Java, Arthropoda.

K. Martin, Schlusswort und Zusatz.

BAND II, 1895—1917. (Preis 38.90 Gulden)

Heft I, 1895 Fr. Vogel, Lamellibranchiaten aus der oberen Mucronatenkreide von Holländisch Limburg.

Fr. Vogel, Die Fossilien des Neocomsandsteins von Losser und Gildehaus.

Heft II, 1899 Ernst Stromer von Reichenbach, Ueber Rhinocerosreste im Museum zu Leiden.

Heft III, 1903 E. D. van Oort, Ein Beitrag zur Kenntniss von Halitherium.

Heft IV und V 1914, 1915 K. Martin, Die Fauna des Obereocäns von Nanggulan auf Java.

Heft VI, 1916 K. Martin, Die Altmiocäne Fauna des West-Progogebirges auf Java. Gasteropoda.

Heft VII, 1917 K. Martin, Die Altmiocäne Fauna des West-Progogebirges auf Java. Scaphopoda, Lamellibranchiata, Rhizopoda, Allgemeiner Teil.

K. Martin, Die Gattung Vicarya d'Archiac.

K. Martin, Bemerkungen über sogenannte oligocäne und andere Versteinerungen von Celebes.

Heft VIII, 1917 M. Weber, Ueber Choneziphius planirostris (G. Cuv.) aus der Westerschelde.

LEIDSCHE GEOLOGISCHE MEDEDEELINGEN *).

DEEL I. (Prijs 20 Gulden).

Aflevering 1, 1925 (Prijs 17 Gulden).

Voorbericht.

B. G. ESCHER, L'éboulement préhistorique de Tasikmalaja et le volcan Galounggoung (Java). (Prijs 2.50 Gulden).

H. GERTH, Jungtertiäre Korallen von Nias, Java und Borneo, nebst einer Uebersicht über die aus dem Känozoikum des Indischen Archipels bekannten Arten. (Prijs 3.50 Gulden).

J. H. F. UMBGROVE, De Anthozoa uit het Maastrichtsche Tufkrijt. (Prijs 4 Gulden).

PH. H. KUENEN, The Porphyry District of Lugano, West of the Valganna. (Prijs 3.50 Gulden).

L. U. DE SITTER, Les porphyres luganais entre le Lac de Lugano et le Valganna. (Prijs 3.50 Gulden).

Aflevering 2, 1926 J. H. F. UMBGROVE, Bijdrage tot de kennis der Stratigraphie, Tektoniek en Petrographie van het Senoon in Zuid-Limburg. (Prijs 3 Gulden).

DEEL II. (Prijs 27 Gulden).

Aflevering 1, 1926 (Prijs 3 Gulden).

R. KRÄUSEL, Ueber einige fossile Hölzer aus Java. (Prijs 1 Gulden).

H. GERTH, Die Korallenfauna des Perm von Timor und die permische Vereisung. (Prijs 1 Gulden).

J. H. F. UMBGROVE, Ueber die obersenone Gattung Rhombodus, einen durophagen Stachelrochen. (Prijs 0.50 Gulden).

PH. H. KUENEN, Note on Penck and Brückner's diagram of the fluvioglacial series. (Prijs 0.25 Gulden).

PH. H. KUENEN, Petrografic description of some igneous rocks from the Cordillera of South Mendoza in the Argentine. (Prijs 0.75 Gulden).

Aflevering 2, 1927 (Prijs 9 Gulden).

B. G. ESCHER, Vesuvius, the Tengger Mountains and the problem of calderas. (Prijs 6 Gulden).

J. H. F. UMBGROVE, Over Lithothamnia in het Maastrichtsche Tufkrijt. (Prijs 1 Gulden).

CH. HARLOFF, Zonal structure in plagioclases (Prijs 2 Gulden).

Aflevering 3, 1927 (Prijs 6 Gulden).

CH. HARLOFF, The geology of the porphyry district of Lugano between Ponte Tresa and Luino. (Prijs 5 Gulden).

H. GERTH, Beiträge zur Palaeontologie und Stratigraphie des Indischen Archipels. (Prijs 1 Gulden).

---

*) Verkrijgbaar bij: Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden.

Aflevering 4, 1928 (Prijs 9 Gulden).

H. Gerth, Neue Faunen der oberen Kreide mit Hippuriten aus Nordperu. (Prijs 0.75 Gulden).

H. Gerth, Der Morro von San Luis (Argentinien) ein „Erhebungskrater''. (Prijs 0.75 Gulden).

J. Cosijn, De geologie van de Valli di Olmo al Brembo, Bijdrage tot de Geologie der Bergamasker Alpen, n°. 1. (Avec résumé en français). (Prijs 5 Gulden).

J. H. F. Umbgrove, The first days of the new submarine volcano near Krakatoa. (Prijs 2.50 Gulden).

DEEL III. (Prijs 23 Gulden).

Aflevering 1, 1928 (Prijs 4 Gulden).

H. Gerth, Beiträge zur Kenntnis der mesozoischen Korallenfaunen von Südamerika. (Prijs 1.25 Gulden).

Ph. H. Kuenen, Experiments on the formation of windworn Pebbles. (Prijs 1.50 Gulden).

Ph. H. Kuenen, Petrographic description of rock specimens from the Hunza valley in the Karakorum. (Prijs 1.25 Gulden).

Aflevering 2, 1928 (Prijs 2.50 Gulden).

W. J. Jong, Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nördlich des Val Stabina, Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen, n°. 2. (Prijs 1.50 Gulden).

K. Martin, Eine Nachlese zu den Neogenen Mollusken von Java. (Prijs 1 Gulden).

Aflevering 3, 1929 (Prijs 8 Gulden).

J. H. F. Umbgrove, Het ontstaan van het Diëngplateau (Summary in English). (Prijs 2 Gulden).

B. G. Escher and Ph. H. Kuenen, Experiments in connection with Salt Domes. (Prijs 6 Gulden).

Aflevering 4, 1929 (Prijs 1.50 Gulden).

B. G. Escher, On the formation of Caldera's. (Prijs 1.50 Gulden).

Aflevering 5, 1930 (Prijs 3.50 Gulden).

K. Martin, Ein Neues Argonautiden Geschlecht von Sumatra. (Prijs 0.50 Gulden).

Th. H. F. Klompé, Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo, Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen, n°. 3 (nur Titel).

J. H. F. Umbgrove, De Koraaleilanden van den Spermonde Archipel, S. Celebes (Summary in English). (Prijs 1.50 Gulden).

J. H. F. Umbgrove, Het Vulkaaneiland Oena-Oena, N. Celebes (Summary in English). (Prijs 1.25 Gulden).

J. H. F. Umbgrove, The End of Sluiter's Coral Reef at Krakatoa. (Prijs 0.25 Gulden).

Aflevering 6, 1930 (Prijs 3.50 Gulden).

J. H. L. Wennekers, De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole, Bijdrage tot de Geologie van de Bergamasker Alpen, n°. 4. (Prijs 1.75 Gulden).

D. J. Doeglas, Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara, Beiträge zur Geologie des Luganer Porphyrgebiets. (Prijs 1.75 Gulden)

DEEL IV.

Prijs: *f* 15.—

Aflevering 1, 1931 — *f* 2.—

K. MARTIN, Wann löste sich das Gebiet des Indischen Archipels von der Tethys? — *f* 0.50

J. H. F. UMBGROVE, De Koraalriffen van Emmahaven (W. Sumatra) with an English Summary. — *f* 1.50

Aflevering 2, 1932 — *f* 5.—

G. L. HOFSTEENGE, La géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino. Contribution à la Géologie des Alpes Bergamasques No. 5. — *f* 1.75

J. H. L. WENNEKERS, The structure of the Bergamo Alps compared with that of the North-West Highlands of Scotland. Bijdrage tot de Geologie der Bergamasker Alpen No. 4*a*. — *f* 0.75

NETTIE E. GORTER and I. M. VAN DER VLERK, Larger foraminifera from Central Falcon (Venezuela). — *f* 2.50

Aflevering 3, 1932 — *f* 8.—

S. W. TROMP, La géologie du Valle del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes. Contribution à la Géologie des Alpes Bergamasques No. 6. — *f* 4.—

W. L. BUNING, De geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio. Bijdrage tot de Geologie der Bergamasker Alpen No. 7. — *f* 2.25

R. D. CROMMELIN, La géologie de la Valsassina et de la région adjacente au Nord. Contribution à la Géologie des Alpes Bergamasques No. 8. — *f* 1.75

DEEL V.
1931.
(Feestbundel K. Martin).

Prijs: *f* 20.—
(Slechts als geheel verkrijgbaar).

Opdracht.

Inhoud.

Voorwoord.

B. G. ESCHER, K. Martin als directeur van het Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie.

PH. H. KUENEN, K. Martin als docent.

Deel I. De Palaeontologie en Stratigraphie van Nederlandsch Oost-Indië.

Hoofdstuk I. Onze palaeontologische kennis van Nederlandsch Oost-Indië in 1930.

1. H. YABE and S. HANZAWA, Palaeozoic and Mesozoic Foraminifera.
2. J. H. F. UMBGROVE, Tertiary Foraminifera.
3. TAN SIN HOK, Discoasteridae, Coccolithinae and Radiolaria.
4. H. GERTH, Porifera.
5. H. GERTH, Coelenterata.
6. E. STOMER VON REICHENBACH, Vermes.
7. V. VAN STRAELEN, Arthropoda.
8. W. F. KRIJNEN, Palaeozoic and Mesozoic Gastropoda, Lamellibranchiata and Scaphopoda.

9. I. M. van der Vlerk, Caenozoic Amphineura, Gastropoda, Lamellibranchiata and Scaphopoda.
10. P. Kruizinga, Cephalopoda.
11. R. Martin, Bryozoa.
12. A. J. Pannekoek, Brachiopoda.
13. J. Wanner, Echinodermata.
14. L. F. de Beaufort, Reptilia and Aves.
15. F. H. van der Maarel, Mammalia.
16. O. Posthumus, Plantae.

Hoofdstuk II. De vindplaatsen der fossielen.

17. W. F. Krijnen, Annotations to the map of the more important fossil localities in the Netherlands East Indies.
    W. F. Krijnen, Map of fossil localities.

Hoofdstuk III. De stratigraphie van Nederlandsch Oost-Indië.

18. H. A. Brouwer, Paleozoic.
19. J. Wanner, Mesozoicum.
20. W. Leupold and I. M. van der Vlerk, Tertiary.

Deel II. De Palaeontologie en Geologie van Nederlandsch West-Indië.

Hoofdstuk I. De palaeontologie van Nederlandsch West-Indië.

21. L. M. R. Rutten, Our palaeontological knowledge of the Netherlands West-Indies in 1930.

Hoofdstuk II. De geologie van Nederlandsch West-Indië.

22. G. J. H. Molengraaff, Curaçao.
23. R. IJzerman, Surinam.
24. P. J. Pijpers, Bonaire.
25. J. H. Westermann, Aruba.
26. G. A. F. Molengraaff, Scaba, St. Eustatius (Statia) and St. Martin.

	Prijs:
DEEL VI.	*f* 17.—
Aflevering 1, 1933	*f* 5.—
B. G. Escher, Wat, hoe en waarom?	*f* 0.25
K. Martin, Eine neue tertiäre Molluskenfauna aus dem Indischen Archipel.	*f* 2.50
J. H. F. Umbgrove, Verschillende typen van tertiaire geosynclinalen in den Indischen Archipel.	*f* 0.25
B. G. Escher, On a Classification of central Eruptions according to Gas Pressure of the Magma and Viscosity of the Lava.	
B. G. Escher, On the Character of the Merapi Eruption in central Java.	
Beide laatste verhandelingen te samen	*f* 2.—

	Prijs:
Aflevering 2, 1934	*f* 3.—
G. L. Hofsteenge, Mineragraphisch onderzoek der Loodzinkertsen uit de Bergamasker Alpen. Bijdrage tot de Geologie der Bergamasker Alpen No. 9.	*f* 0.60
M. Neumann van Padang, Haben bei den Ausbrüchen des Slamet-Vulkans Eruptionsregen stattgefunden?	*f* 1.—
Ph. H. Kuenen, Experiments on the formation of volcanic cones (In connection with East Indian volcanic islands).	*f* 1.—
Catharina Koomans, Die Trachyten und Andesiten der Togian-inseln und Oena-Oena (Niederländisch Ost-Indien).	*f* 0.15
R. Martin Wz., Are the „Americanites" tectites?	*f* 0.25
Aflevering 3, 1935	*f* 9.—
J. J. Dozy, Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen No. 10.	*f* 4.—
P. D. Timmermans, Proeven over den invloed van golven op een strand, in verband met enkele waarnemingen aan de Nederlandsche kust.	*f* 5.—

DEEL VII.

	Prijs: *f* 11.—
Aflevering 1, 1935	*f* 6.—
J. J. Richard, Enkele aanteekeningen omtrent de Gg. Raoeng op Java.	*f* 1.50
J. J. Dozy, Ueber das Perm der Südalpen. Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen No. 11.	*f* 0.50
J. J. Dozy, Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen. Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen No. 12.	*f* 0.50
J. J. Dozy und P. D. Timmermans, Erläuterungen zur geologischen Karte der Zentralen Bergamasker Alpen. Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen No. 13.	*f* 1.75
K. Martin, Oligocaene Gastropoden von Buton.	*f* 0.75
J. H. F. Umbgrove, De praetertiaire Historie van den Indischen Archipel.	*f* 1.—
Aflevering 2, 1935	*f* 5.—
L. A. J. Bakx, La géologie de Cascante del Rio et de Valacloche (Espagne).	*f* 1.75
W. A. E. van de Geyn and I. M. van der Vlerk, A monograph on the Orbitoïdae, occurring in the Tertiary of America.	*f* 1.50
Ph. H. Kuenen, Contributions to the geology of the East-Indies from the Snellius expedition. Part I. Volcanoes.	*f* 1.50
C. Koomans, De gesteenten van de Goenoeng-Raoeng.	*f* 0.25

DEEL VIII. *f* 13.20

Aflevering 1, 1936	*f* 6.45
J. Weeda, La géologie de la Vallée Supérieure du Serio.	*f* 2.—
R. Martin Wz., Die Geologie von Camarena de la Sierra und Riodeva (Provinz Teruel, Spanien).	*f* 4.—
J. H. F. Umbgrove, Heterospira, a new foraminiferal genus from the Tertiary of Borneo.	*f* 0.20
L. U. de Sitter, Notes on the Mechanism of Folding.	*f* 0.25

Aflevering 2, 1937.	*f* 6.75
Ph. H. Kuenen, The negative isostatic anomalies in the East Indies (with Experiments).	*f* 1.50
A. Jeannet und R. Martin, Ueber Neozoische Echinoidea aus dem Niederländisch-Indischen Archipel.	*f* 3.50
J. H. F. Umbgrove, A new name for the foraminiferal genus Heterospira.	*f* 0.05
K. Martin, Die oligocaenen Mollusken von Buton als Auswürflinge eines Schlammsprudels betrachtet.	*f* 0.20
L. U. de Sitter, Instrument for the Mechanical construction of block diagrams.	*f* 0.50
Ph. H. Kuenen, Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons.	*f* 1.—

UNIVERSITY OF ILLINOIS-URBANA
3 0112 078801344